



MÉMOIRE

PRÉSENTÉ À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

Par

LOU MILLOT

**DETERMINATION DE LA NATURE DES MACROCRISTAUX ET DU MODE DE
FRACTIONNEMENT DE LA SUITE MAGMATIQUE DU VOLCAN THINGMÚLI,
ISLANDE.**

Avril 2015

Résumé

La série de roche volcanique Thingmúli en Islande est très bien connue comme un exemple classique de liquides issus de cristallisation fractionnée. Dans ce projet deux objectifs ont été fixés. Le premier consiste à tenter de déterminer quelle est l'origine des macrocristaux de plagioclases tandis que le second consiste à déterminer si la cristallisation fractionnée de ces macrocristaux peut produire une variation chimique observable dans les différents types de laves d'un même volcan. La cristallisation fractionnée sera étudiée ici, autant comme un processus chimique qu'un processus physique. Cette étude prend donc en compte la chimie des roches ainsi que la taille des cristaux afin de vérifier et clarifier l'effet de la cristallisation fractionnée.

Une analyse au XRF de l'Université de Liège a été réalisée afin d'obtenir la concentration roche-totale de tous les éléments des échantillons. Puis une analyse à la microsonde électronique de l'Université Laval a été faite afin d'obtenir les éléments majeurs des plagioclases. Pour finir, une analyse au LA-ICP-MS a été réalisée à l'Université du Québec À Chicoutimi afin d'obtenir les concentrations des éléments traces des plagioclases des échantillons. Parallèlement à cela, une étude texturale a été réalisée à l'aide des courbes CSD (*Crystal Size distribution*).

Pour répondre au premier objectif, des calculs avec les équations de Namur et al. (2012) et une comparaison des coefficients de partage avec la compilation de données de Bédard (2006) ont été effectués. Il en est ressorti que la plupart des macrocristaux qui composent les roches sont des antécristaux en déséquilibre avec le liquide initial. La plupart de ces liquides ont déjà eu un fractionnement des plagioclases avant l'incorporation d'antécristaux.

Pour atteindre le second objectif, un bilan de masse, une modélisation du fractionnement avec l'équation de Rayleigh et une modélisation avec le logiciel *Pele* ont été réalisés. Suite au bilan de masse, lors du fractionnement, l'effet de la cristallisation des macrocristaux de plagioclases ne

semble pas faire une grande différence entre le liquide restant et les roches totales. En effet, l'écart créé n'est pas suffisant (1 à 3 %) par rapport à la réalité observée. La modélisation du fractionnement avec l'équation de Rayleigh a montré que la tendance générale des courbes de fractionnement ne semblait pas être vraiment en accord avec la tendance générale des données roches totales de nos échantillons. Or, si le fractionnement ne suit pas la tendance générale créée par les roches totales, cela signifie que les macrocristaux de plagioclases ne sont pas les seuls responsables de l'évolution chimique du magma. Pour finir, la modélisation avec le logiciel *Pele* a démontré que la cristallisation des plagioclases se produit majoritairement entre 1200 et 1000 °C, donc que la plupart des plagioclases se retrouvant dans les roches intermédiaires et felsiques (ayant des températures de formation plus froides) se sont formés lors de la formation des basaltes. Donc les macrocristaux de plagioclases ne peuvent pas à eux seuls expliquer l'évolution et la variation chimique de la suite magmatique. Cela implique que le fractionnement simultané de plusieurs phases minérales (plagioclases, clinopyroxènes, magnétites...) ainsi qu'un apport extérieur de matière semble être à l'origine de la différenciation du magma de la suite volcanique de Thingmúli.

D'après l'étude texturale, il semblerait que lors de la création des basaltes, il y a eu un premier mélange de magma créant les ruptures de pente sur les CSD ayant les plagioclases les plus matures. Puis, avant l'éruption des rhyolites, il y aurait eu mélange d'un autre magma leur apportant de nouveaux antécristaux.

Remerciement

Je tiens à remercier principalement mon directeur de maîtrise, M. Higgins de l'Université du Québec À Chicoutimi, pour m'avoir proposé ce projet, me permettant de visiter l'Islande, d'avoir un très beau terrain de maîtrise et de relever le défi d'écrire cette maîtrise.

Viennent ensuite mes parents et ma famille sans qui rien n'aurait été possible, merci de m'avoir permis, pousser, encourager et aider à faire des études. Je tiens à remercier Jean-Philippe Arguin pour son soutien moral, sa patience, son aide, sa bienveillance et ses déjeuners. Merci à mes beaux-parents pour leur accueil, leur générosité et leurs invitations à dîner.

Je voudrais de plus, souligner l'aide de Dominique Genna qui a été la bienvenue lors de l'absence de mon directeur. Merci, encore de ton enthousiasme... Je tiens à remercier Nicolas Delmelle de l'Université de Liège pour m'avoir accueilli dans son laboratoire, d'avoir partagé son savoir et de m'avoir fait découvrir les spécialités de la place.

Merci à mes amis du bureau et du RÉDiST : Rose Anne, Alex, Véro, Ombeline, Julien et Édouard pour vos idées et votre aide. Merci à Christophe et Sophie, à Martine, à Gab, à Cyn, à Gab et Véro, à Robby et à Marie-O. pour le soutien et les bons moments depuis le début de mes études avec vous.

Table des matières

Résumé.....	II
Remerciement	IV
Liste des figures	IX
Liste des Tableaux	XIII
Chapitre 1 : Introduction	1
1.1 Introduction.....	1
1.2 Problématique – La cristallisation fractionnée.....	1
1.3 Les mécanismes de séparation par gravité	2
1.4 La cristallisation sur les parois des réservoirs magmatiques.....	4
1.5 Les macrocristaux	6
1.6 Contrôle sur la cristallisation d'un magma	8
1.7 Changements de composition chimique totale des roches	10
1.7.1 Définition d'éléments majeurs, mineurs et en traces	10
1.7.2 Fractionnement de Rayleigh	11
1.7.3 Bilan de masse.....	12
1.8 Changement de chimie minérale : La zonation.....	13
1.9 Changements texturaux.....	15
1.9.1 Texture cinétique.....	17
1.9.2 Textures modifiées mécaniquement.....	19
1.9.3 Textures de murissement (ou d'équilibre)	24
1.10 Problématique et objectifs.....	27
Chapitre 2 : Géologie régionale	29
2.1 L'Islande	29
2.2 Le volcan Thingmúli	31
Chapitre 3 : Méthodologie	35
3.1 Méthode d'échantillonnage.....	35
3.2 Méthodes analytiques.....	40
3.2.1 Fluorescence X portative.....	40
3.2.2 XRF	41
3.2.3 LA-ICP-MS.....	45

3.2.4 Microsonde électronique.....	49
3.3 Méthode physique : étude texturale par CSD.....	50
Chapitre 4 : Pétrologie	54
4.1 Introduction.....	54
4.2 Basaltes avec peu de macrocristaux (inférieurs à vingt-cinq pour cent).....	55
4.2.1 Macroscopie	55
4.2.2 Microscopie.....	55
4.3 Basaltes riches en Plagioclases (PUB et basaltes de plus de vingt-cinq pour cent de macrocristaux).....	58
4.3.1 Macroscopie	58
4.3.2 Microscopie.....	58
4.4 Andésite basaltique	61
4.4.1 Macroscopie	61
4.4.2 Microscopie.....	61
4.5 Andésites.....	63
4.5.1 Macroscopie	63
4.5.2 Microscopie.....	63
4.6 Trachydacite.....	66
4.6.1 Macroscopie	66
4.6.2 Microscopie.....	66
4.7 Rhyolites	68
4.7.1 Macroscopie	68
4.7.2 Microscopie.....	68
Chapitre 5 : Géochimie.	70
5.1 Introduction.....	70
5.2 Roche totale (XRF)	70
5.2.1 Éléments majeurs	70
5.2.2 Éléments Traces	77
5.3 Plagioclases.....	85
5.3.1 Microsonde (Éléments majeurs).....	86
5.3.2 LA-ICP-MS (Éléments traces).....	89

5.4 Discussion	94
5.4.1 Roche totale.....	94
5.4.2 Plagioclases	96
5.4.3 Fractionnement des plagioclases avec Bilan de masse	106
Chapitre 6 : CSD	117
6.1 Introduction	117
6.2 Observation des CSD obtenues	118
6.2.1 CSD des basaltes	118
6.2.2 CSD des andésites	119
6.2.3 CSD des rhyolites.....	120
6.3 Compilation de données	121
6.4 Discussion	124
Chapitre 7 : Discussion et conclusions.....	127
7.1 Introduction	127
7.2 Nature des macrocristaux	127
7.2.1 X_{An} (éléments majeurs)	128
7.2.2 D (éléments traces).....	129
7.2.3 Textures.....	130
7.2.4 Relations entre l'origine des cristaux et les textures des roches.	133
7.3 Est-ce que la diversité de composition chimique et textural est le résultat de la cristallisation fractionnée ?	135
7.3.1 Bilan de masse.....	135
7.3.2 Fractionnement de Rayleigh	138
7.3.3 Modélisation de la différenciation avec <i>Pelee</i>	143
7.4 Conclusion	160
7.4.1 Nature des macrocristaux	160
7.4.2 Diversité des magmas par rapport à la cristallisation fractionnée des macrocristaux de plagioclases.	161
Bibliographie.....	163
Annexes.....	166
Annexe 1 : Résultats d'analyses compilés	167

Annexe 2 : Zonations entre les bordures et le cœur des plagioclases	209
Absence de zonation	210
Bordures plus enrichies que le cœur	218
Cœur plus enrichi que les bordures	220
Une bordure égale au cœur	221
Annexe 3 : Image de cathodoluminescence de plagioclases	228
Basaltes Ultra-Porphyriques (PUB)	229
Basaltes avec peu de macrocristaux	231
Andésite basaltique	236
Andésites	237
Trachydacite	238

Liste des figures

Figure 1 : Contrainte d'écoulement et de cisaillement en fonction de la vitesse de cisaillement pour un liquide newtonien et un liquide Bingham (modifiée de Bingham (1916)).	3
Figure 2 : Schéma de la cristallisation des minéraux sur les murs d'une chambre ou d'un conduit magmatique.	5
Figure 3 : Classification des populations de cristaux en fonction de leur relation avec le magma (tirée de Davidson et al. (2007)).	6
Figure 4 : Représentation de la série de Bowen, soit l'ordre de cristallisation des silicates selon leur suite minéralogique (modifiée du Dictionnaire de Géologie de Foucault et Raoult (2010)).	8
Figure 5 : Image en cathodoluminescence obtenue avec un appareil CITL CL8200 à cathode froide (Higgins, 2011).	14
Figure 6 : Schématisation des principaux processus qui peuvent produire et modifier les textures des roches ignées (modifiée de Higgins (2010)).	16
Figure 7 : Taux idéalisés de la nucléation des cristaux et la croissance en fonction de la température sous le point de fusion de la roche (modifiée de Higgins (2006)).	17
Figure 8 : Représentation de la courbe CSD lorsque le grossissement des cristaux idiomorphes est continu (texture cinétique), (modifiée de Marsh (1988b)).	19
Figure 9 : Modélisation de la sédimentation des cristaux d'olivine dans un magma réalisée à l'aide de la loi de Stokes (Higgins, 2002).	22
Figure 10 : Graphique illustrant la taille des cristaux d'olivine en fonction de la densité de population selon différents moments durant l'évolution d'un magma (modifié de Higgins (2002)).	23
Figure 11 : Représentation CSD des textures d'équilibre ou de murissement des cristaux.	25
Figure 12 : Représentation CSD de la texture de murissement des macrocristaux, modifié de Higgins (2006).	26
Figure 13 : Carte géologique simplifiée de l'Islande montrant les différents grands ensembles de roches (modifiée de Berger, 2004).	31
Figure 14 : Carte topographique des édifices volcaniques de la région de Thingmúli, modifiée de Walker (1966).	32
Figure 15 : Graphique représentant les périodes d'activité des centres volcaniques de l'Est de l'Islande. Modifié de Walker (1966).	33
Figure 16 : Carte de l'Islande tirée de <i>Google Earth</i> , où sont représentés les principaux sites d'échantillonnage utilisés pour cette maîtrise.	35
Figure 17 : Premier site d'échantillonnage (LM-13-01 à LM-13-04).	36
Figure 18 : Second site d'échantillonnage (LM-13-05 à LM-13-10 et T9-07).	37
Figure 19 : Troisième site d'échantillonnage (LM-13-11 à LM-13-18 avec T7-12, 040909, 040911 et 040912).	37
Figure 20 : Quatrième site d'échantillonnage (LM-13-19 à LM-13-30 avec T4-01, T4-06 et T4-07).	38

Figure 21 : Cinquième site d'échantillonnage (LM-13-31 à LM-13-37).	38
Figure 22 : Sixième site d'échantillonnage (LM-13-38 à LM-13-41).	39
Figure 23 : Septième site d'échantillonnage (LM-13-42 à LM-13-48).	39
Figure 24 : Perle identifiée.	44
Figure 25 : Pastilles finies avec leurs boîtes de protection.	45
Figure 26 : Exemples de macrocristaux de plagioclases sélectionnés pour l'analyse au LA-ICP-MS.	46
Figure 27 : Traverses au laser dans les macrocristaux	47
Figure 28 : Spectres obtenus sur le logiciel « <i>Iolite</i> »	48
Figure 29 : Photographie en lumière polarisée de lame mince polie numérisée.	51
Figure 30 : Photo représentant les macrocristaux entourés à l'aide du logiciel <i>CorelDraw</i>	52
Figure 31 : Résultat de l'isolation des macrocristaux de plagioclases et des pyroxènes de la matrice, image est envoyé au logiciel <i>CSD corrections</i> afin d'obtenir les courbes CSD.	53
Figure 32 : Illustration d'une courbe CSD obtenue avec le logiciel <i>CSD corrections</i> .	53
Figure 33 : Basalte avec peu de macrocristaux observé en lumière polarisée.	57
Figure 34 : Basalte avec beaucoup de macrocristaux observé en lumière polarisée.	60
Figure 35 : Andésite-basaltique observée en lumière polarisée.	62
Figure 36 : Andésite observée en lumière polarisée.	65
Figure 37 : Trachydacite observée en lumière polarisée.	67
Figure 38 : Rhyolite observée en lumière polarisée.	69
Figure 39 : Classification selon Le Maître et al. (1989) des échantillons ramassés dans la région de Thingmúli pour cette étude, obtenue avec le logiciel « <i>IGPET 2010</i> ».	71
Figure 40 : Diagramme ternaire Na-Ca-K permettant d'observer une variation compositionnelle des roches de cette maîtrise.	72
Figure 41 : Éléments majeurs en fonction de la silice pour chaque type de roche de cette étude.	75
Figure 42 : Éléments majeurs en fonction de la silice pour chaque type de roche de cette étude.	76
Figure 43 : Principaux éléments traces en fonction du zirconium.	79
Figure 44 : Patron des ETR en fonction du type de roches normalisées aux chondrites avec le champ de propagations des basaltes et des andésites.	80
Figure 45 : Patron des ETR en fonction du type de roche normalisée aux chondrites.	81
Figure 46 : Anomalie en europium en fonction du zirconium (élément incompatible) en ppm en fonction du type de roche.	83
Figure 47 : Rapport d'éléments traces en fonction du type de roche.	85
Figure 48 : Diagramme ternaire Na-Ca-K permettant la composition moyenne (cœurs et bordures) des plagioclases des roches.	87
Figure 49 : Ecart de concentration moyenne en anorthite entre la bordure et le cœur des macrocristaux de plagioclases pour chaque type de roches	88
Figure 50 : Détail des concentrations en anorthite des macrocristaux de plagioclases pour chaque échantillon mesurés à la microsonde.	89

Figure 51 : Patron des éléments terres rares mesurés en bordures et aux cœurs des macrocristaux de plagioclases de trachydacites et de rhyolites, d'andésites basaltiques et d'andésites et de PUB et de basaltes avec peu de macrocristaux.....	91
Figure 52 : Concentration de chaque élément trace dans les plagioclases des basaltes, des andésites et des rhyolites divisé par la moyenne des plagioclases des basaltes afin d'uniformiser le graphique.	93
Figure 53 : Graphique représentant X_{An} obtenue à partir des formules de Namur grâce au XRF en fonction du X_{An} obtenues à partir de la moyenne des données de la microsonde pour les plagioclases de six types de roches.....	99
Figure 54 : Comparaison des coefficients de partage du strontium, du rubidium, du baryum, du lanthane, de l'euprium et du lutécium de nos données en fonction du melt MgO et des données de roches volcaniques de la littérature, compilées par Bédard (2006).....	103
Figure 55 : Pourcentage de potassium en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes	109
Figure 56 : Pourcentage de sodium en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes	110
Figure 57 : Pourcentage de calcium en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes	111
Figure 58 : Pourcentage d'oxyde ferrique en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes.....	112
Figure 59 : Graphique représentant le pourcentage anorthite dans les plagioclases des échantillons utilisés pour le bilan de masse, observés à la microsonde	115
Figure 60 : Graphique illustrant les courbes CSD (la taille macrocristaux de plagioclase en fonction de la densité de population) de dix échantillons de basalte.....	118
Figure 61 : Graphique illustrant les courbes CSD (la taille macrocristaux de plagioclase en fonction de la densité de population) de deux échantillons d'andésite.	119
Figure 62 : Graphique illustrant les courbes CSD (la taille macrocristaux de plagioclase en fonction de la densité de population) de cinq échantillons de rhyolite.	120
Figure 63 : Graphique de la longueur caractéristique par rapport au pourcentage de macrocristaux de plagioclase selon les échantillons pour chaque type de roches	122
Figure 64 : Graphique du plus gros macrocristal (en mm) par rapport au pourcentage de macrocristaux de plagioclase pour chaque échantillons selon son types de roche.....	123
Figure 65 : Graphique de la taille de macrocristaux en fonction du logarithme népérien de la densité de population des macrocristaux. Modifié d'Higgins (2006).	131
Figure 66 : Graphique représentant les concentrations de strontium en fonction du lanthane des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu et les mesures de D de Bédard (2006) en rouge	139
Figure 67 : Graphique représentant les concentrations de rubidium en fonction du lanthane des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu et les mesures de D de Bédard (2006) en rouge.	140

Figure 68 : Graphique représentant les concentrations de baryum en fonction du lanthane des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu et les mesures de D de Bédard (2006) en rouge.	141
Figure 69 : Graphique représentant les concentrations d'europium divisé par la tendance d'europium sans anomalie en europium en fonction du lanthane des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu.	142
Figure 70 : Graphique du pourcentage de SiO ₂ en fonction du pourcentage de MgO des roches totales.	145
Figure 71 : Graphique du pourcentage de SiO ₂ en fonction du pourcentage de Na ₂ O des roches totales.	146
Figure 72 : Graphique du pourcentage de SiO ₂ en fonction du pourcentage de CaO des roches totales.	147
Figure 73 : Capture d'écran du logiciel <i>Pele</i> après avoir entré tous les paramètres et juste avant l'exécution.	149
Figure 74 : Capture d'écran représentant toutes les phases minérales offertes par le logiciel <i>Pele</i>	150
Figure 75 : Capture d'écran du logiciel <i>Pele</i> après avoir entré tous les paramètres et une fois l'exécution réalisée. Ici avec la représentation de la masse de cristaux formés en fonction du refroidissement de la température.	151
Figure 76 : Capture d'écran du logiciel <i>Pele</i> après avoir entré tous les paramètres et une fois l'exécution réalisée. Ici avec la représentation AFM de l'évolution du liquide restant en fonction de la cristallisation des cristaux.	152
Figure 77 : Graphiques du pourcentage d'oxydes dans le liquide restant en fonction de la température en Celsius.	153
Figure 78 : Graphiques du pourcentage de cristaux en fonction de la température en Celsius.	155
Figure 79 : Résultats des modélisations de Charretier et al. (2013).	159

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Répertoire des échantillons analysés à la fluorescence X, de leurs lithologies.	42
Tableau 2 : Répertoriassions des échantillons, de leurs lithologies, ainsi que du nombre de leurs macrocristaux analysés au LA-ICP-MS.	46
Tableau 3 : Répertoriassions des échantillons, de leurs lithologies, ainsi que du nombre de leurs macrocristaux analysés à la microsonde électronique.....	49
Tableau 4 : Moyennes des éléments terres rares selon les types de roches normalisés aux chondrites.....	82
Tableau 5 : Compilation des An calculées avec les formules de Namur et al. (2012) et celles observées à la microsonde.....	98
Tableau 6 : Principaux coefficients de partage calculés pour les plagioclases de sept roches (une rhyolite, une andésite, une andésites basaltique et quatre basaltes dont trois PUB).	101
Tableau 7 : Récapitulatif des plagioclases en équilibre ou en déséquilibre avec le liquide final ou le liquide initial.	105
Tableau 8 : Composition approximative des éléments majeurs des liquides restants de seize échantillons triés selon leur lithologie.....	107
Tableau 9 : Récapitulatif du groupe et de la lithologie de chaque échantillon utilisé dans cette étude.....	113
Tableau 10 : Tableau comparatif et récapitulatif de l'origine des macrocristaux de plagioclases de nos échantillons et des relations entre l'origine des macrocristaux et la maturité des roches.....	133
Tableau 11 : Comparatif de la maturité des échantillons et de leur comportement dans le bilan de masse.....	137
Tableau 12 : Compositions des éléments majeurs des rhyolites de Thingmúli par rapport à la modélisation de <i>Pele</i>	157

Chapitre 1 : Introduction

1.1 Introduction

Définir l'origine de la diversité chimique et pétrographique des roches ignées reste une étape majeure à franchir en pétrologie ignée. L'approche utilisée traditionnellement par les pétrologues est généralement une approche chimique qui permet de déterminer le rôle des processus tels que la cristallisation fractionnée. Actuellement, de plus en plus d'études intègrent des analyses texturales à leurs études géochimiques. L'objectif principal de ce projet de maîtrise sera donc de vérifier si le processus de cristallisation fractionnée observable à partir de la géochimie d'une séquence volcanique s'accorde avec les observations texturales.

1.2 Problématique – La cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée se définit par le changement de composition chimique et pétrographique d'un liquide magmatique qui est provoqué par la séparation des cristaux dans une chambre, un conduit magmatique et/ou une coulée de lave. Plusieurs aspects de ce processus peuvent être considérés, mais les plus importants sont : 1) le mécanisme de séparation des cristaux et du liquide magmatique; et 2) la nature et le comportement de ces cristaux dans le magma.

Les mécanismes de séparation des cristaux et du liquide magmatique peuvent être multiples. Néanmoins, cette étude portera davantage sur la séparation par gravité ainsi que sur la cristallisation sur les murs de la chambre et des conduits magmatiques. La nature et le comportement des cristaux seront définis par l'origine de ceux-ci : 1) par cristallisation fractionnée du liquide magmatique d'un même réservoir (phénocristaux); 2) par cristallisation d'un magma provenant d'un autre réservoir magmatique, mais qui est associé au même système magmatique

(antécristaux); ou 3) par assimilation de cristaux qui ont cristallisé dans un autre environnement (xénocristaux).

1.3 Les mécanismes de séparation par gravité

Lorsqu'il y a une différence de densité entre un cristal et le liquide, une force sera exercée sur le cristal poussant celui-ci vers le haut ou vers le bas. La vitesse de mouvement du cristal dans le magma sera contrôlée par plusieurs paramètres dont les plus importants sont : 1) la différence de densité entre les cristaux et le liquide magmatique; 2) la taille des cristaux; et 3) le comportement visqueux du liquide magmatique. Les deux premiers paramètres peuvent être facilement mesurés ou calculés tandis que le troisième est légèrement plus complexe puisque celui-ci implique les notions attribuables aux modèles représentant les liquides de type newtonien et de type Bingham (Mader et al., 2013). Par définition, la viscosité est définie comme la résistance à l'écoulement uniforme et sans turbulence, se produisant dans la masse d'une matière liquide. En ce qui a trait à la viscosité dynamique, il s'agit de la contrainte de cisaillement qui accompagne un gradient de vitesse d'écoulement dans la matière. Il peut y avoir plusieurs modèles de comportement d'un liquide tels que le modèle newtonien et les modèles non-newtoniens (Mader et al., 2013).

Il est possible d'observer d'après la figure 1, qu'à la moindre contrainte (supérieure à zéro), un liquide newtonien se déforme instantanément alors qu'il est nécessaire d'emmagasiner une contrainte d'écoulement avant qu'un liquide de type Bingham se déforme. La courbe caractéristique produite par les liquides newtoniens est une droite dont la pente est contrôlée par la viscosité (en rouge sur la figure 1). Le modèle Bingham peut être représenté par le comportement des liquides plus épais et visqueux (e.g., de la peinture). Les liquides qui s'apparentent à ce modèle sont contrôlés par deux paramètres : 1) la contrainte d'écoulement (représenté par la droite verticale

bleue sur la figure 1); et 2) la viscosité plastique ou « viscosité de Bingham » (représenté par la droite oblique bleue sur la figure 1) (Mader et al., 2013).

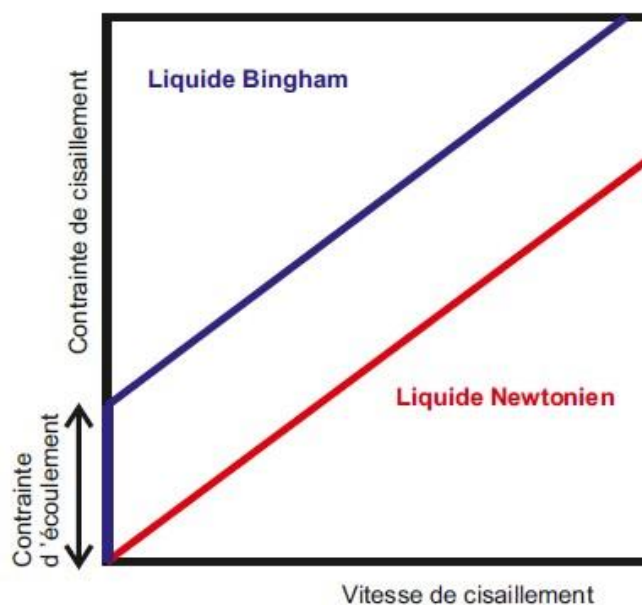


Figure 1 : Contrainte d'écoulement et de cisaillement en fonction de la vitesse de cisaillement pour un liquide newtonien et un liquide Bingham. La droite rouge représente le comportement d'un liquide newtonien tandis que la droite bleue représente le comportement d'un liquide Bingham (modifiée de Bingham (1916)).

À ce jour, le comportement physique des magmas n'est pas très bien connu. Cependant, plusieurs observations suggèrent que plus la population de cristaux est petite (< 25% de cristaux), plus le liquide magmatique aura tendance à se comporter comme un liquide de type newtonien, tandis que plus la population de cristaux est grande, plus ce liquide aura tendance à se comporter comme un liquide de type Bingham (Shaw et al., 1968).

Le comportement des cristaux sera différent selon les deux modèles de viscosité présentés précédemment. Tous les cristaux contenus dans un liquide newtonien migreront sans résistance par gravité soit à la base ou au sommet de la chambre magmatique selon leurs propres densités. Un

modèle non-newtonien pouvant s'appliquer aux magmas est le modèle Bingham. Celui-ci oppose une résistance initiale au déplacement du liquide (Fig.1). Ce modèle permet donc aux plus gros cristaux, s'ils sont plus denses, de se retrouver par gravité à la base du réservoir ou s'ils sont moins denses, de remonter au sommet du réservoir. En ce qui a trait aux plus petits cristaux ainsi qu'à ceux dont la densité est similaire à celle du liquide, ceux-ci resteront immobiles, c'est-à-dire, là où ils se sont formés (Shaw et al., 1968). Donc contrairement au modèle newtonien où tous les cristaux vont migrer dans le modèle Bingham, certains cristaux ayant la même densité que le liquide vont rester en place.

1.4 La cristallisation sur les parois des réservoirs magmatiques

Lors de la cristallisation d'un magma dans une chambre ou dans un conduit magmatique, les parois de ceux-ci sont plus froides que le magma. Dans ce cas, la cristallisation aura tendance à débiter le long de ces parois (Fig. 2). La séparation des cristaux et du liquide représente une forme de cristallisation fractionnée qui n'est pas contrôlée directement par la différence de densité des phases, mais plutôt par l'ordre de cristallisation des phases. Bien sûr, la densité du liquide par rapport aux cristaux et aux parois est importante pour déterminer si le magma remonte vers la surface (Higgins, 2010).

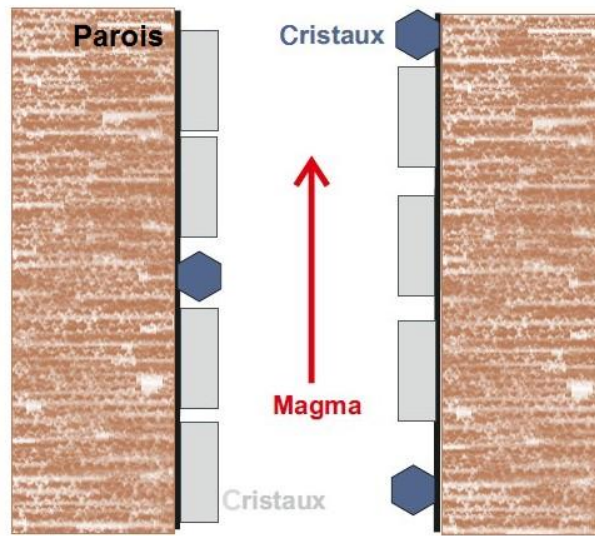


Figure 2 : Schéma de la cristallisation des minéraux sur les murs d'une chambre ou d'un conduit magmatique.

1.5 Les macrocristaux

Anciennement, tous cristaux plus grands que les cristaux de la matrice (i.e. mégacristaux ou macrocristaux) étaient appelés « phénocristaux » (Bates et Jackson, 1987). Maintenant, il est possible de faire une distinction entre les macrocristaux selon leur origine au sein d'un système magmatique. En effet, les macrocristaux peuvent désormais se nommer : « phénocristaux », « antécristaux » ou « xénocristaux » (Davidson et al., 2007). À vrai dire, tous les macrocristaux dans un magma n'ont pas forcément une origine et une histoire communes (Fig. 3).

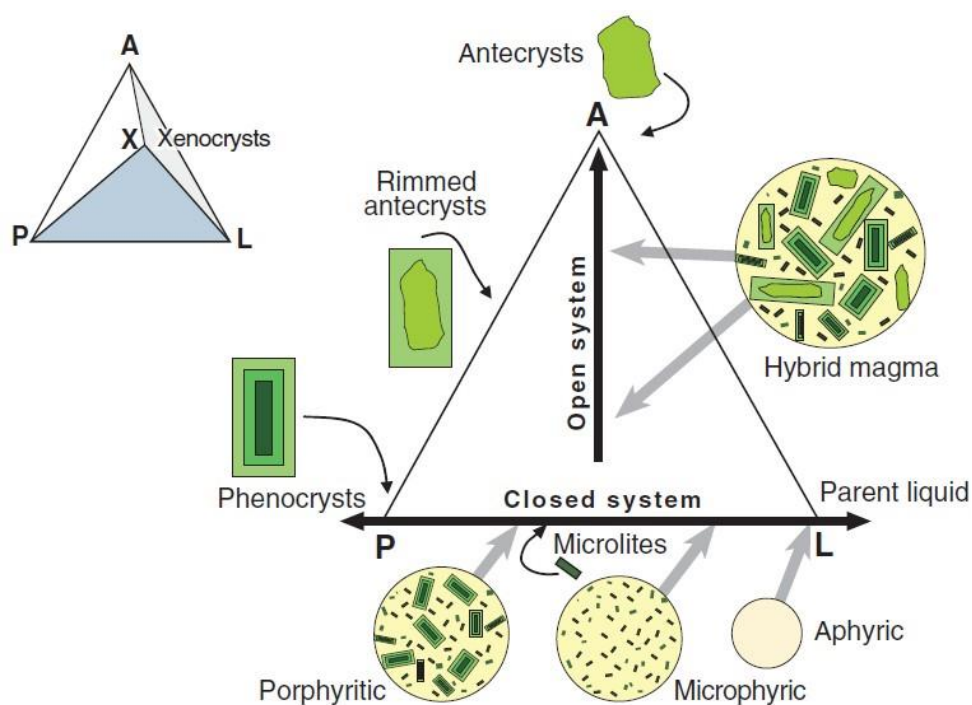


Figure 3 : Classification des populations de cristaux en fonction de leur relation avec le magma. Lorsque le système est fermé, il est possible d'observer un pôle pour les phénocristaux et un pôle pour le liquide parental. Plus le système va s'ouvrir, plus il va y avoir création d'un troisième pôle, celui des antécristaux. Afin d'obtenir un pôle pour les xénocristaux, il faut effectuer une représentation tridimensionnelle (tirée de Davidson et al. (2007)).

À l'origine, les phénocristaux correspondaient à tous les cristaux plus grands que ceux de la matrice (Bates et Jackson, 1987). Lors de cette étude, les phénocristaux seront plutôt considérés comme étant les cristaux qui se forment à partir du liquide magmatique se situant autour de nucléus, et ce, au sein d'une chambre magmatique (Fig. 3 ;Davidson et al. (2007)). Les phénocristaux sont généralement de taille micrométrique à centimétrique et sont nettement plus grands que les cristaux de la matrice. L'extérieur de ce type de cristaux est près de l'équilibre chimique avec le liquide magmatique au moment de la cristallisation.

Les antécristaux sont un type de phénocristaux qui ont cristallisés dans une autre chambre magmatique au sein du même système que celui du réservoir magmatique dont l'intérêt est porté. En d'autres termes, leur croissance s'est effectuée dans une autre partie du même système magmatique. Ces cristaux peuvent migrer vers la chambre magmatique observée suite à une impulsion de magma. En résumé, les antécristaux sont donc des cristaux qui n'ont pas directement cristallisés dans le magma dans lequel ils sont contenus (Davidson et al., 2007).

Les xénocristaux sont des cristaux provenant d'un autre système magmatique et ayant une origine différente aux phénocristaux contenus dans le réservoir magmatique observé (Davidson et al., 2007). Les xénocristaux peuvent se retrouver dans le magma par assimilation de xénolites lors d'une interaction entre le magma et les roches encaissantes (Davidson et al., 2007). Suite à l'intégration d'un xénolite dans le magma, celui-ci sera désintégré et ces cristaux seront donc libérés dans le magma. Les xénocristaux peuvent également se retrouver dans le magma suite à un mélange avec d'autres magmas (Davidson et al., 2007). En effet, si deux magmas d'origines différentes se mélangent, les phénocristaux peuvent donc devenir les xénocristaux de l'autre et inversement.

1.6 Contrôle sur la cristallisation d'un magma

Durant le refroidissement d'un magma, la nature et l'ordre d'apparition des cristaux dépendent de la composition chimique globale du liquide magmatique et notamment de la quantité de composants volatiles ainsi que de la température et de la pression lithosphérique. Certaines observations qui ont été faites à partir de roches naturelles ont permis de développer la série de Bowen (Fig. 4) afin d'offrir une représentation qualitative de l'ordre de cristallisation et de la composition des phases.

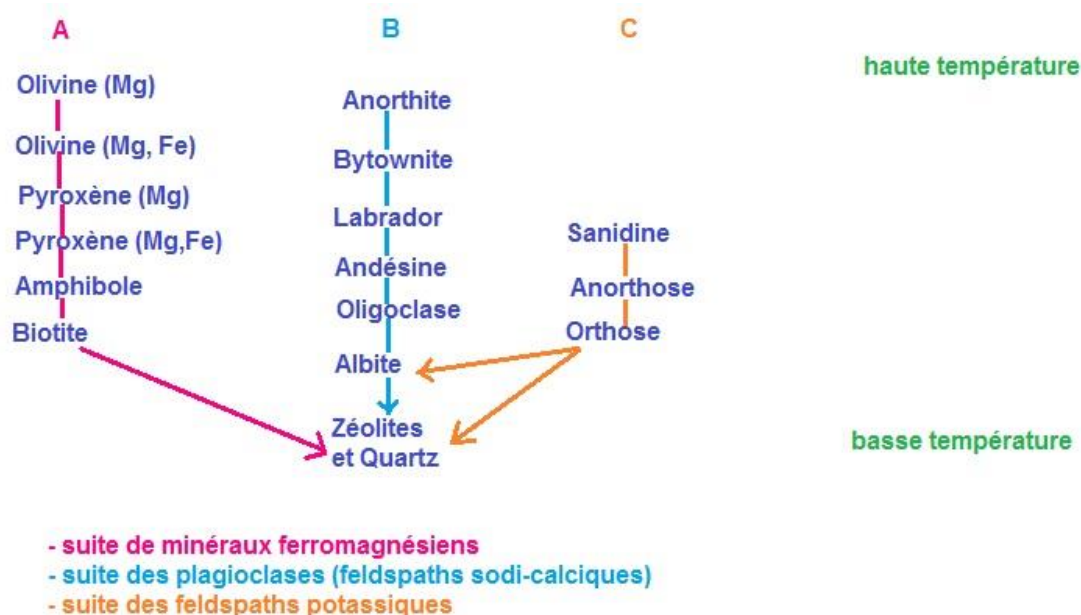


Figure 4 : Représentation de la série de Bowen, soit l'ordre de cristallisation des silicates selon leur suite minéralogique (A, B et C). Les premiers minéraux à cristalliser sont les minéraux de haute température (i.e. olivines, pyroxènes et amphiboles dans la suite A) provoquant ainsi un appauvrissement en Fe et Mg du liquide résiduel. Les minéraux contenant du Na et du Ca sont réunis dans la même suite minéralogique (i.e. les plagioclases, suite B). Si ce magma est introduit dans une chambre secondaire et qu'il poursuit son refroidissement, les premiers minéraux à cristalliser seront les amphiboles, la biotite, le quartz et certains feldspaths. Ainsi, il est possible d'obtenir plus d'un type de roche ignée. Le magma résiduel quant à lui s'enrichit globalement en silice. Les différentes roches issues de ces magmas constituent une série différenciée (modifiée du Dictionnaire de Géologie de Foucault et Raoult (2010)).

Une représentation plus quantitative de la cristallisation d'un magma de composition totale spécifique peut être exprimée à l'aide de diagrammes de phase en fonction de la pression et de la température. Ces diagrammes peuvent être réalisés à partir d'expériences en laboratoire sous différentes conditions de pression et de température. L'inconvénient avec ce type de diagramme est que ceux-ci s'appliquent seulement pour une composition spécifique.

Dans certains cas, il peut être intéressant de modéliser la cristallisation d'un magma afin de comprendre l'origine des cristaux. Certains logiciels de modélisation thermodynamique permettent de modéliser la cristallisation d'un magma selon des conditions spécifiques de température et de pression. D'après (Ghiorso et Sack, 1995), le logiciel MELTS offre la possibilité de représenter les relations de phases d'équilibre dans un système magmatique selon une gamme de température et de pression variant respectivement de 500 à 2000°C et de 0 à 2 GPa.

1.7 Changements de composition chimique totale des roches

Les changements de composition totale des roches peuvent être observés à partir du comportement des éléments majeurs, mineurs et traces. Deux approches seront présentées afin d'étudier ces changements compositionnels : 1) le fractionnement de Rayleigh ; et 2) les calculs de bilan de masse. Le fractionnement de Rayleigh est applicable lorsque l'extérieur des cristaux est en équilibre chimique avec le liquide magmatique tandis que les calculs de bilan de masse sont applicables dans toutes les situations.

1.7.1 Définition d'éléments majeurs, mineurs et en traces

Un élément est considéré comme un élément majeur lorsqu'il occupe plus de 1% de la composition totale d'une roche. Les éléments majeurs, qui forment de 95 à 99% de la composition de la plupart des minéraux, sont donc des constituants essentiels à la formation de ceux-ci et donc des roches (Winter, 2010). Ceux-ci exercent un grand contrôle sur la minéralogie de la roche, les formes cristallines ainsi que la fusion au sein des systèmes magmatiques. Les éléments majeurs contrôlent également certaines propriétés telles que la viscosité et la densité des magmas ainsi que la diffusivité chimique (Winter, 2010).

Les éléments mineurs sont les éléments qui constituent entre 0,1 et 1% de la composition totale d'une roche. Ceux-ci remplacent généralement par substitution les éléments majeurs contenus dans un minéral, mais peuvent également être des constituants principaux des minéraux accessoires (Winter, 2010).

Les éléments en traces, qui sont des éléments dont les concentrations sont inférieures à 0,1%, forment des solutions solides diluées obéissant à la loi de Henry selon laquelle la valeur des coefficients d'activité est constante et indépendante de la concentration (Vidal, 1998). Selon

(Ringwood, 1979), un élément trace contenu dans un minéral ne l'est pas forcément dans un autre minéral.

1.7.2 Fractionnement de Rayleigh

Il est possible de modéliser le comportement des éléments en traces pendant la cristallisation fractionnée à l'aide du fractionnement de Rayleigh. Cependant, cette méthode peut seulement être utilisée si les macrocristaux, et plus spécifiquement les phénocristaux (les xénocristaux et les antécristaux ne peuvent pas être considérés, car leur origine est différente de celle du liquide magmatique en place), sont en équilibre avec le liquide magmatique et que les éléments traces ne sont pas indispensables à la formation des phénocristaux (Winter, 2010). Dans ce cas, le fractionnement de Rayleigh pourra être utilisé afin d'étudier les changements de compositions chimiques des roches, et ce en déterminant la fraction de liquide résiduel de la façon suivant (Allègre et Minster, 1978; Rollinson, 1993; Winter, 2010) :

$$\frac{C_L}{C_0} = F^{(D-1)}$$

Où

- F : fraction de liquide résiduel
- \bar{D} : coefficient de distribution globale des minéraux qui précipitent
- $\bar{D} = \sum D_i X_i$ (somme des coefficients de partage « D » des minéraux « i » multipliés par leur abondance « X »)
- C_L : concentration d'un élément trace dans le liquide final
- C_0 : concentration d'un élément trace dans le liquide initial

Le coefficient de partage (ou coefficient de distribution globale ; D) permet de quantifier la concentration d'un élément en trace contenu dans un minéral qui précipite (Langmuir, 1989). Celui-ci permet donc d'indiquer si un élément en trace est compatible avec un élément majeur afin de substituer ce dernier dans un minéral quelconque. Le coefficient de partage correspond donc au rapport entre la concentration d'un élément dans le minéral en question et la concentration de ce même élément dans le liquide magmatique lorsque les conditions sont à l'équilibre.

1.7.3 Bilan de masse

En géologie, un bilan de masse est le calcul qui permet de comparer la masse des produits initiaux (i.e. la somme des masses des cristaux et la matrice et des macrocristaux) et celle des produits finaux (i.e. la masse de l'échantillon totale). Le bilan de masse est utilisable pour tous les minéraux ainsi que pour tous les éléments qui les constituent. De plus, lorsqu'un bilan de masse est réalisé, aucune présomption n'est faite, ce qui rend donc la méthode assez représentative de la réalité.

Albarède (2001) suggère que l'analyse des bilans de masse permet de suivre les différentes étapes de la formation d'une roche ignée et de remonter au système magmatique originel qui par définition est constitué d'un ensemble de composants ou d'espèces (i.e. les éléments chimiques). Par exemple, le bilan de masse peut être utilisé afin d'obtenir la composition du liquide résiduel d'une roche (i.e. la matrice) en soustrayant la composition des phénocristaux de la composition roche totale.

1.8 Changement de chimie minérale : La zonation

Une zonation peut être observée dans un cristal lorsqu'il y a une variation de la concentration d'un élément majeur qui constitue le minéral en question. Ces variations de concentration sont pour la plupart du temps, continues. Il existe deux types de zonation qui conviennent à la définition commune du terme, soit la zonation normale et la zonation inverse (Bates et Jackson, 1987).

Une zonation normale est observée lorsque le cœur d'un cristal représente la composition du minéral à haute température tandis que la bordure représente la composition de ce minéral à basse température. Par exemple, un cristal de plagioclase peut être enrichi en Ca au cœur et en Na en bordure tandis que les cristaux de minéraux mafiques peuvent être plus riches en Mg au cœur qu'en bordure, et ce, inversement pour le Fe. Ce type de zonation est communément observable lors du processus de cristallisation fractionnée, et ce, uniquement pour les phénocristaux. Les différences observables entre la composition du cœur et de la bordure d'un cristal correspondent généralement aux changements de composition du liquide magmatique lorsque l'ordre de cristallisation des minéraux se conforme à la série de Bowen (Higgins, 2006).

En ce qui a trait à la zonation inverse, celle-ci est observable lorsqu'un antécristal ou un xénocristal est introduit dans un réservoir magmatique dont la composition du magma est différente de celle du magma ajouté (origine des antécristaux) ou de la roche assimilée (origine des xénocristaux). Ce type de zonation montre une composition inverse à celle qui est attendue lors d'une zonation normale (Bates et Jackson, 1987).

D'autres types de changements compositionnels entre le cœur et la bordure d'un cristal peuvent être observés sans tout de même s'apparenter à la définition commune du terme "zonation". Par exemple, une zonation apparente peut être observée lorsque la formation de

surfaces de dissolution est suivie d'une surcroissance des cristaux. Ces surfaces de dissolution peuvent être observées lorsque la bordure d'un cristal se dissout suite à un déséquilibre chimique du liquide magmatique qui peut être provoqué par une nouvelle impulsion de magma ou le mélange d'un autre magma. Le cristal partiellement dissout peut ensuite servir de nucléus lors d'un refroidissement propice à la cristallisation et à la surcroissance du cristal en question (Fig. 5 ; Higgins (2011)). Dans d'autres cas, une zonation peut être apparente lorsqu'il y a une abondance d'inclusions dans une partie spécifique d'un cristal (Bates et Jackson, 1987).

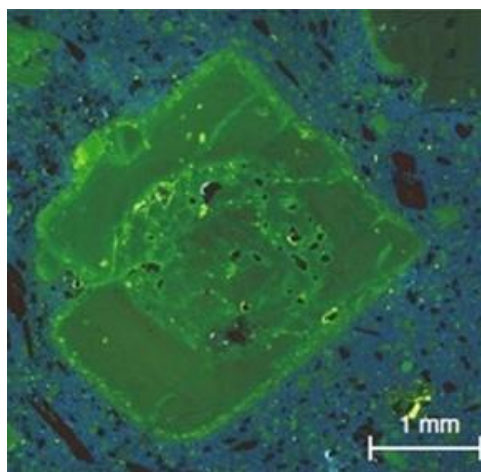


Figure 5 : Image en cathodoluminescence obtenue avec un appareil CITL CL8200 à cathode froide. Le cristal en vert représente un cristal de plagioclase montrant une zonation apparente suite à la formation d'une surface de dissolution et à la surcroissance du cristal. Il est possible d'observer sur la figure que le noyau du cristal de plagioclase possède une surface arrondie et est riche en inclusions (Higgins, 2011).

1.9 Changements texturaux

La texture d'une roche est définie par l'arrangement géométrique des cristaux et des autres composants d'une roche entièrement cristallisée ou d'un magma figé (Higgins, 2010). Une texture peut être quantifiée par l'analyse de plusieurs éléments tels que la taille des cristaux, leur forme, leur orientation, leur distribution ainsi que les relations de contact entre les cristaux (Higgins, 2006). Pour ainsi dire, la texture finale d'une roche est donc la somme des processus qui ont eu lieu au cours de la formation des cristaux. La figure 6 montre une schématisation simplifiée des principaux processus qui peuvent modifier les textures d'une roche ignée, et ce, sans tenir compte des processus impliquant des gaz. Cette schématisation illustre l'interaction entre les textures cinétiques, les textures modifiées mécaniquement ainsi que les textures contrôlées à l'équilibre (ou textures de murissement) (Higgins, 2010).

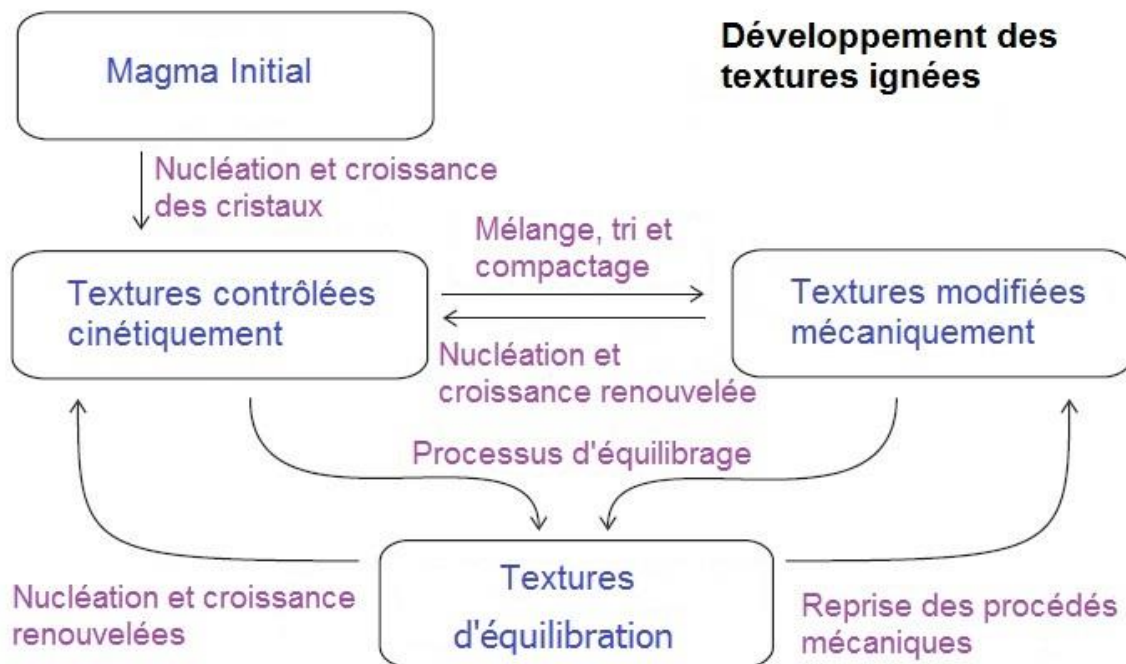


Figure 6 : Schématisation des principaux processus qui peuvent produire et modifier les textures des roches ignées. La figure suggère que les textures cinétiques sont contrôlées par la nucléation et la croissance des cristaux durant le développement d'une roche ignée et que celles-ci peuvent être modifiées par des processus mécaniques. De plus, la figure suggère également les textures cinétiques et mécaniques peuvent être modifiées par un processus d'équilibrage (modifiée de Higgins (2010)).

La figure 7 montre le taux idéalisé de la nucléation des cristaux et de la croissance en fonction de la température sous le point de fusion de la roche. La zone de murissement (en gris sur la figure 7) correspond à un laps de temps où se produit la mise en solution des petits cristaux afin de permettre la croissance des plus gros, et où le taux de croissance ne cesse d'augmenter (Higgins, 2006).

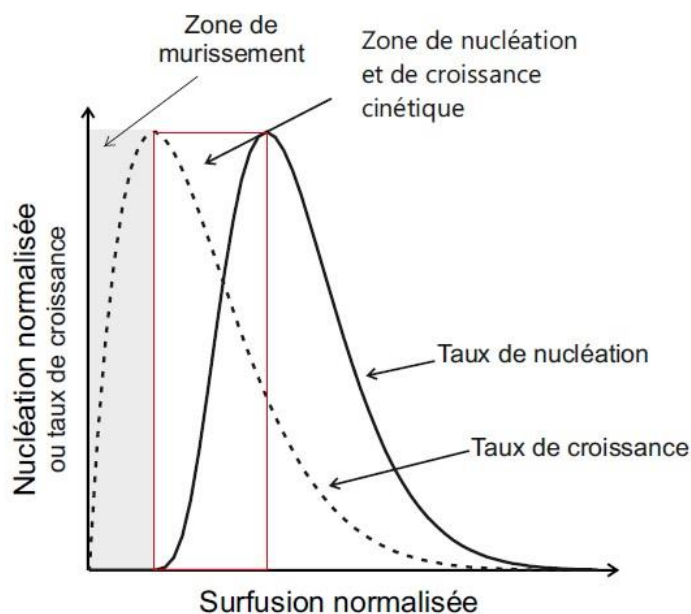


Figure 7 : Taux idéalisés de la nucléation des cristaux et la croissance en fonction de la température sous le point de fusion de la roche. Dans les roches ignées, le murissement des cristaux se produit à faible surfusion (refroidissement du liquide en dessous de la température réelle de cristallisation d'un minéral, elle s'arrête lorsque la nucléation commence par création de nucléus) et à proximité du liquidus (extrémité droite de la partie grise), là où le taux de nucléation est nul et le taux de croissance est significatif. L'encadré rouge représente la zone de nucléation et de croissance cinétique (modifiée de Higgins (2006)).

1.9.1 Texture cinétique

Les textures cinétiques sont produites durant la nucléation et la croissance des cristaux (Higgins, 2006). Ce type de texture est donc produit par le grossissement en continu de tous les cristaux idiomorphes (avec ou sans zonation normale) et peut être modélisé à partir d'une étude des CSD (*crystal size distribution* ou distribution de la taille des cristaux). Les CSD permettent de quantifier la population de cristaux en trois dimensions, en fonction de la densité de population à des intervalles de tailles différents (Higgins, 2006). Les CSD sont représentées sur un graphique du

logarithme népérien de la densité de population des cristaux en fonction de leurs tailles (voir figures 8, 10 et 11).

L'étude classique des CSD dans les systèmes industriels a été adaptée aux systèmes magmatiques par Marsh (1988b). Le modèle présenté par cet auteur (Fig. 8) assume que l'équilibre volumétrique entre la quantité de magma entrant et sortant de la chambre magmatique est constant, ce qui permet donc de maintenir une cristallisation continue. Dans les CSD résultantes d'une texture cinétique, la densité de population diminue lorsque la taille des cristaux augmente, créant ainsi une pente droite (voir Fig. 8). Selon Marsh (1988b), la longueur caractéristique aussi appelée « C » est égale au taux de croissance (G) multiplié le temps de résidence (τ) soit le temps écoulé depuis le début du grossissement d'un macrocristal (voir figure 8). De plus, la longueur caractéristique est égale à moins un divisé par la pente de la courbe CSD (Marsh, 1988b).

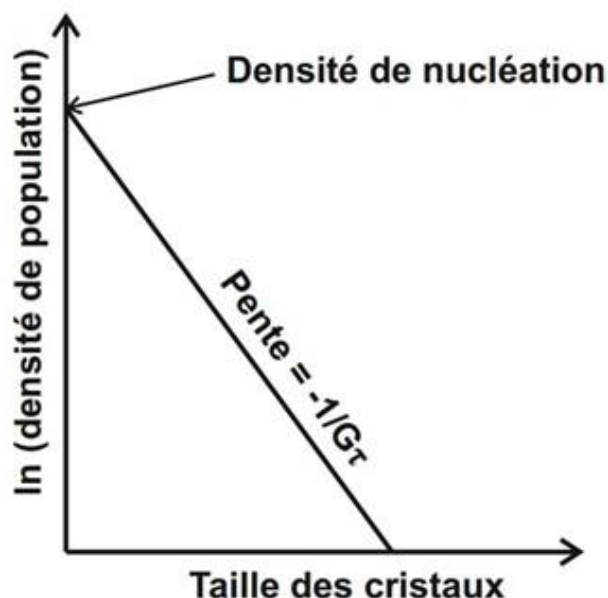


Figure 8 : Représentation de la courbe CSD lorsque le grossissement des cristaux idiomorphes est continu (texture cinétique). Dans ce cas, il n'y a aucune évidence de mise en solution de cristaux de petite taille. G correspond au taux de croissance des cristaux et que τ correspond au temps de résidence des cristaux dans le magma (modifiée de Marsh (1988b)).

1.9.2 Textures modifiées mécaniquement

Puisque les magmas sont considérés comme des matériaux ductiles, il n'est pas possible de modifier les textures cinétiques à partir de contraintes tectoniques. Cependant, il existe plusieurs types de modifications mécaniques tels que le tri des cristaux, l'écoulement du magma, le mélange entre deux magmas ainsi que la compaction des cristaux (Higgins, 2010).

Le processus de tri correspond à la séparation des cristaux selon leur taille, leur forme ou leur composition. Cette séparation peut être provoquée dans le réservoir magmatique par des processus physiques tels que la gravité ou la convection. En ce qui a trait à l'écoulement des magmas, ce processus gravitationnel correspond à l'épanchement des laves le long de l'édifice

volcanique et peut également engendrer une modification des textures cinétiques. Tout comme l'écoulement, la compaction des cristaux est un processus gravitationnel qui correspond brièvement à l'élimination du liquide magmatique piégé entre les cristaux par accumulation de ceux-ci à la base ou au sommet du réservoir magmatique en question (Higgins, 2006). Ce dernier processus mécanique ainsi que la compréhension des phénomènes agissant sur les cristaux dans un magma peuvent être modélisés à l'aide de la loi de Stokes.

La loi de Stokes permet de représenter la force de frottements d'un liquide de type newtonien sur une sphère en déplacement dans celui-ci (Mader et al., 2013). Celle-ci peut être utilisée afin de calculer la vitesse de sédimentation en mesurant la viscosité d'un liquide et en analysant les particules en suspension lors d'une séparation des cristaux du magma par gravité. La vitesse de sédimentation peut être calculée de la façon suivante :

$$v = \frac{2r^2 g \Delta(\rho)}{9\eta}$$

Où

- v : vitesse limite de chute (m/s)
- r : rayon de la sphère (m)
- g : accélération due à la gravité (m/s^2)
- $\Delta(\rho) = \rho_p - \rho_f$: différence de la masse volumique entre la particule et le fluide (kg/m^3)
- η : viscosité dynamique du fluide (Pa.s)

Les expériences réalisées par Schmidt et al. (2012) à partir d'un mélange synthétique composé de 30% d'olivine et de 70% de liquide basaltique, suggèrent que la vitesse de descente des cristaux d'olivines dans le liquide basaltique est plus lente que celle prévue par la loi de Stokes. Cependant, les résultats des CSD obtenues par ces auteurs ne peuvent pas être utilisés dans ce projet puisque certains paramètres, tels que la taille des cristaux, n'ont pas été considérés.

La figure 9 illustre la séparation mécanique des cristaux par gravité lors d'activité magmatique (Higgins, 2002). En outre, celle-ci représente une modélisation simple de l'accumulation de cristaux. La position de chaque cristal après un intervalle de temps donné est calculée à l'aide de la loi de Stokes. Ce type de modélisation suggère que les cristaux peuvent s'accumuler au bas ou au sommet de la colonne de magma selon la densité des cristaux et du liquide magmatique (Higgins, 2002).

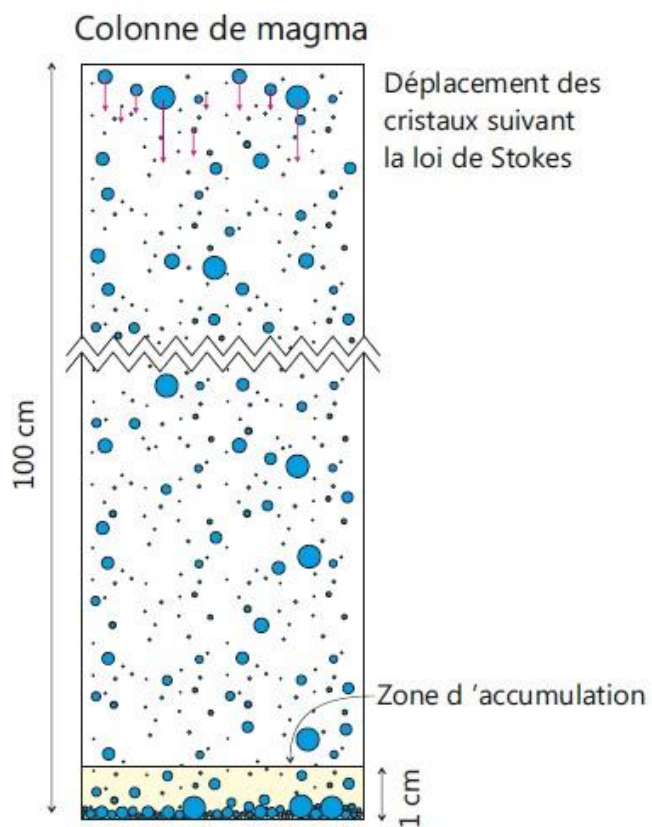


Figure 9 : Modélisation de la sédimentation des cristaux d'olivine dans un magma réalisée à l'aide de la loi de Stokes (Higgins, 2002).

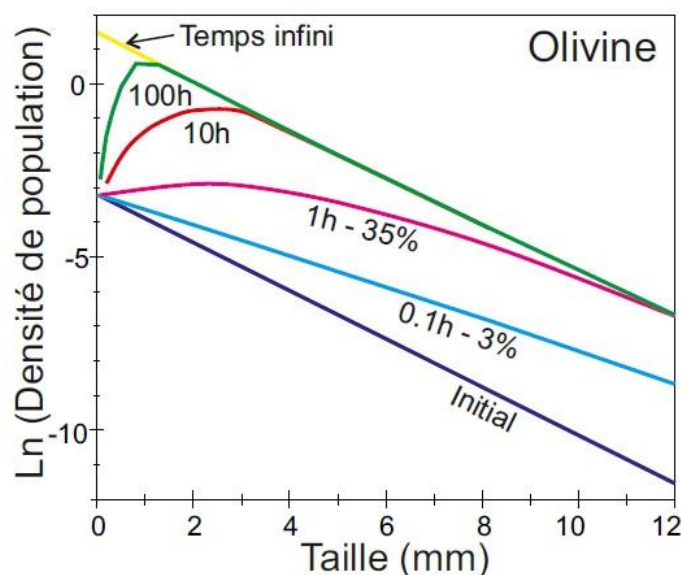


Figure 10 : Graphique illustrant la taille des cristaux d'olivine en fonction de la densité de population selon différents moments durant l'évolution d'un magma (modifié de Higgins (2002)).

Lors du développement des textures ignées, certains processus mécaniques peuvent engendrer une modification des textures cinétiques. En outre, ces processus définissent ce qui est relatif aux lois de la cinétique (i.e. du mouvement) ainsi qu'à l'étude des forces. Puisque les magmas sont considérés comme des matériaux ductiles, il n'est pas possible de modifier les textures cinétiques à partir de contraintes tectoniques. La figure 10 est un graphique qui peut être obtenu à partir d'une modélisation du déplacement des cristaux dans un liquide magmatique selon la loi de Stokes et permet d'illustrer l'accumulation de cristaux d'olivine à la base d'une colonne de magma. D'après Higgins (2002), au début de l'évolution du magma, soit entre le moment initial (courbe de CSD violette) et 1 heure (lorsque 35% de l'olivine est précipité ; courbe de CSD bleue), la pente tend à devenir horizontale, car les conditions sont favorables à la formation de cristaux d'olivine de plus grande taille. Au fil du temps (entre 1 et 100 heures), la courbe de CSD atteint une certaine limite, car tous les cristaux d'olivine ont précipité (courbe de CSD verte). À ce stade, le manque de

cristaux d'olivine de petite taille permet à la section linéaire de se propager vers l'origine pour finalement devenir parallèle à la courbe de CSD originelle (courbe de CSD jaune).

1.9.3 Textures de murissement (ou d'équilibre)

Une texture de murissement s'effectue par la mise en solution de petits cristaux afin de permettre à de plus gros de se former. Ce qui permet, avec les variations de température, de minimiser l'énergie de surface (Simakin et Bindeman, 2008). La figure 11 est un graphique qui représente la taille des cristaux en fonction de la densité de population des cristaux selon un intervalle de temps donné. Ce graphique montre deux tendances distinctes : 1) une augmentation abrupte de la densité de population des cristaux par rapport à la taille de ceux-ci ; et 2) une diminution de la population des cristaux couplée d'une augmentation de la taille de ceux-ci. La première tendance observée illustre la mise en solution des cristaux de plus petite taille afin de produire le liquide magmatique nécessaire à la croissance des cristaux de taille légèrement plus grande. Lorsqu'il n'y a plus de cristaux de petite taille disponible, la densité de population a alors atteint son maximum. En ce qui a trait à la deuxième tendance, celle-ci illustre la continuité de l'augmentation de la taille des cristaux restants. En outre, le murissement est donc l'augmentation de la taille des plus gros cristaux aux dépens des plus petits et peut être représenté par une courbe CDS en «U» inversés (Higgins, 2006).

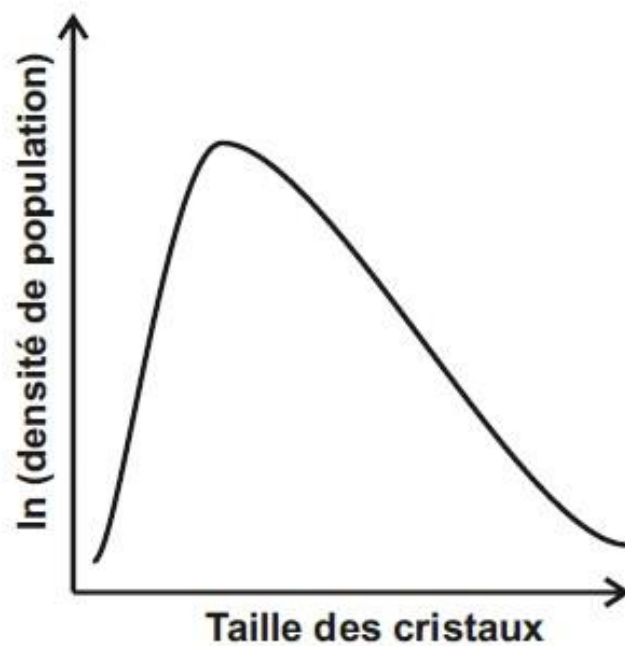


Figure 11 : Représentation CSD des textures d'équilibre ou de murissement des cristaux.

Dans les roches volcaniques, l'équilibre absolu (i.e. la cristallisation d'un seul et énorme cristal) est difficilement atteignable puisque le murissement d'un magma est un processus de longue durée (Higgins, 2010). Dans la plupart des cas, cet équilibre est contré par l'arrivée d'un nouveau magma (d'origine similaire ou différente) dans le réservoir magmatique ou par des éruptions volcaniques.

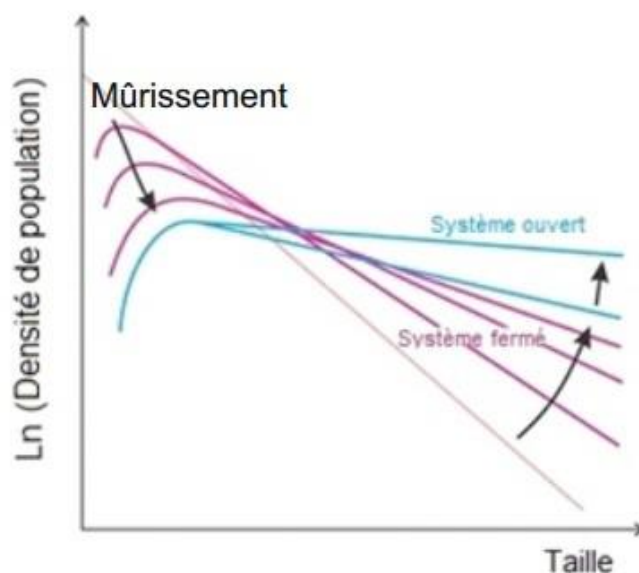


Figure 12 : Représentation CSD de la texture de murissement des macrocristaux, modifié de Higgins (2006).

Lorsque les cristaux croissent dans un environnement qui permet d'obtenir une texture cinétique, la surface totale de ceux-ci est grande par rapport à leur volume produisant ainsi une grande énergie de surface totale. L'excès d'énergie de surface peut être réduit par un processus de maturation qui est appelé "mûrissement d'Ostwald" (Wagner, 1961). Le murissement des cristaux se fait par mise en solution des cristaux de petite taille afin de permettre la croissance des plus gros (Fig. 12). Ce processus ainsi que les variations de température du magma permettent de favoriser la minimisation de l'énergie de surface (Simakin et Bindeman, 2008). De plus un mûrissement sans croissance des macrocristaux ne ferait que faire une rotation à la courbe CSD.

1.10 Problématique et objectifs

De nos jours, les pétrologues utilisent le plus souvent des évidences chimiques pour confirmer que la cristallisation fractionnée a produit la diversité texturale observable dans une suite de roches. Cependant, la cristallisation fractionnée est d'autant plus considérée comme un processus physique qu'un processus chimique. Il est donc intéressant de considérer également les observations de nature physique des textures telles que la taille des cristaux afin de vérifier et clarifier l'effet de la cristallisation fractionnée.

Lors de ce projet, des méthodes chimiques (fractionnement de Rayleigh et bilan de masse) et texturales (CSD) seront appliquées à une suite de roches du volcan Thingmúli, en Islande, afin de répondre aux questions suivantes :

1) Quelle est la nature des macrocristaux de plagioclase ?

- Ce sont des phénocristaux s'ils sont le résultat de la cristallisation fractionnée.
- Ce sont des antécristaux s'ils sont le résultat de la cristallisation d'un magma provenant d'un autre réservoir magmatique, mais qui est associé au même système magmatique.
- Ce sont des xénocristaux s'ils sont le résultat du mélange de deux magmas ou de la désintégration d'un xénolite.

2) La cristallisation fractionnée de ces macrocristaux de plagioclase peut-elle produire une variation chimique observable dans les différents types de laves d'un même volcan ?

Pour atteindre les objectifs de ce projet, une description géologique régionale ainsi qu'une pétrologie détaillée sera présentée pour mettre en évidence les différentes roches de la suite magmatique de Thingmúli. Viendra ensuite une description de la méthodologie

d'échantillonnage et d'analyses géochimiques et texturales. Puis, une étude géochimique sera établie suivie d'une étude texturale (avec CSD) et enfin une modélisation par le logiciel *Pele* sera faite. Tout cela va permettre de définir une origine aux macrocristaux de plagioclase puis de définir ce qui est à l'origine de la variation chimique de la suite magmatique de Thingmúli.

Chapitre 2 : Géologie régionale

2.1 L'Islande

L'Islande est une île volcanique qui occupe une partie de la *North Atlantic Igneous Province* (NAIP) ou Province Ignée de l'Atlantique du Nord. Cette île est située dans l'océan Atlantique Nord entre le Groenland et la Norvège ainsi qu'à la jonction d'une entité beaucoup plus importante qui est constituée de deux grandes structures physiographiques sous-marines, soit la dorsale médio-atlantique et la dorsale Groenland-Islande-Féroé (Thordarson et Höskuldsson, 2008).

L'Islande est une partie de la croûte océanique formant le plancher de l'océan Atlantique. Le Plateau de Basaltes Islandais s'élève à plus de 3000 m au-dessus du fond marin et recouvre une superficie d'environ 350 000 km² (Thordarson et Höskuldsson, 2008). Environ 30 % de cette superficie (~103 000 km²) est située au-dessus de niveau de la mer tandis que le reste forme un plateau de 50 à 200 km autour de l'île (Lawver et Müller, 1994). Ce dernier est faiblement incliné jusqu'à une profondeur d'environ 400 m avant de chuter dans l'abîme (Thordarson et Höskuldsson, 2008).

L'Islande est géologiquement très jeune et toutes les roches se sont formées au cours des 25 derniers millions d'années (Thordarson et Höskuldsson, 2008). La succession stratigraphique de l'Islande s'étend donc sur deux périodes géologiques, soit le Tertiaire et le Quaternaire. Les plus vieilles roches qui affleurent en surface sont âgées de 14 à 16 millions d'années.

Les roches qui constituent l'Islande ont été produites suite à la rencontre d'un magmatisme de type MORB (*mid ocean ridge basalt*; association avec les dorsales océaniques) et d'un magmatisme de type OIB (*ocean island basalt*; association avec les points chauds ou panache mantellique). L'Islande est considérée comme étant le plus productif des points chauds terrestres

actuellement actifs (Thordarson et Höskuldsson, 2008). La rencontre des deux types de magmatisme en Islande est représenté par un mélange de basalte de type OIB enrichi en isotope radiogénique de Sr et de Pb et de basalte appauvri de type MORB qui est associé au manteau supérieur (Sigmarsson et al., 2008). Le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ qui augmente du sud vers le nord suggère qu'il y a eu une certaine fusion partielle du manteau supérieur et présence particulière d'une croûte fertile recyclée dans le panache mantellique (Sigmarsson et al., 2008).

En dépit de la domination du magmatisme mafique, la diversité du volcanisme islandais est indiscutable et mise en évidence par le fait que l'Islande comporte presque tous les types de volcans terrestres et d'éruptions connus à ce jour. En effet, d'après Thordarson et Höskuldsson (2008), l'Islande est constituée de quasiment tous les types de volcans et structures volcaniques (e.g. volcans bouclier, stratovolcans, calderas et cônes de projection). Malgré la dominance de magmatisme mafique, des laves siliceuses (i.e. rhyolite) sont également observables en périphérie de l'île (Sigmarsson et al., 2008).

Comme il a été mentionné précédemment, les roches volcaniques islandaises sont associées aux périodes géologiques du Tertiaire et du Quaternaire. Selon Carmichael (1967), les roches tertiaires sont extrêmement épaisses et affleurent dans deux grandes zones, dont la région volcanique de Thingmúli qui est située dans la partie est de l'Islande (Fig.13). La stratigraphie de ces roches tertiaires montre une diminution de pendage de quelques degrés vers la ceinture volcanique récente (i.e. quaternaire), concordant ainsi avec une structure synclinale (Walker, 1957). Selon, Walker (1957), les éruptions de laves tertiaires sont dominées par une succession d'épanchement basaltique.

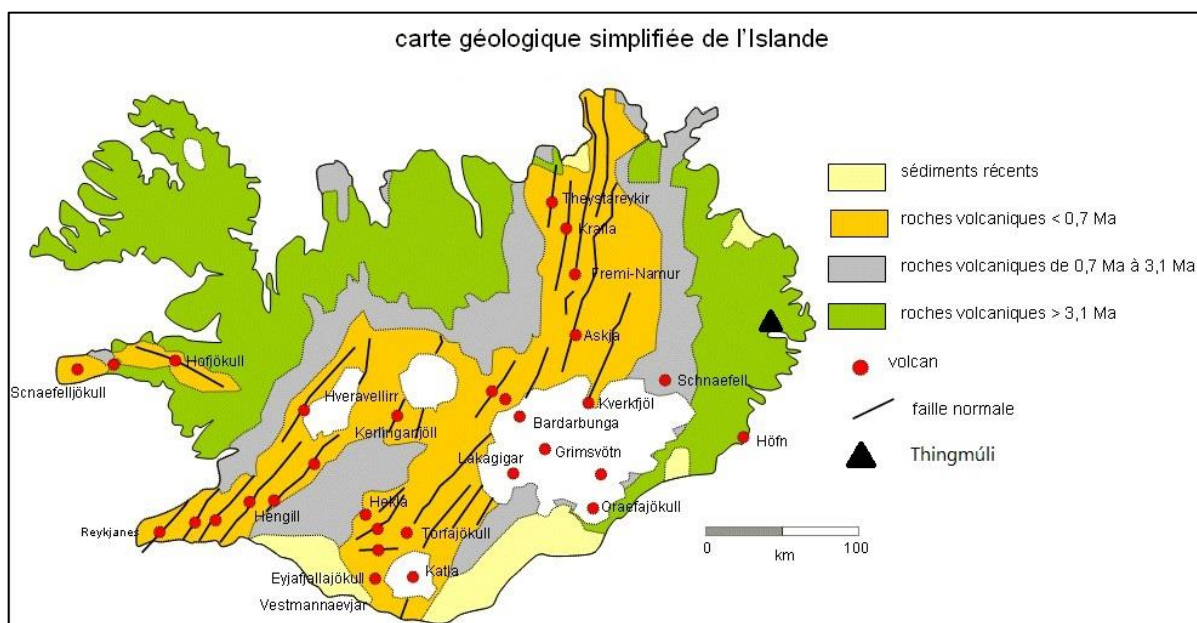


Figure 13 : Carte géologique simplifiée de l'Islande montrant les différents grands ensembles de roches tels que les roches volcaniques plus vieilles de 3,1 Ma en vert, les roches volcaniques entre 0,7 et 3,1 Ma en gris, les roches volcaniques plus jeunes que 0,7 Ma en jaune ainsi que les sédiments récents en jaune pâle. La carte montre également les différents volcans islandais qui sont illustrés par des points rouges, dont le volcan Thingmúli qui est illustré par un triangle noir (modifiée de Berger, 2004).

2.2 Le volcan Thingmúli

Le volcan de Thingmúli fait partie du complexe d'épanchement de basalte en plateau en relation avec le volcanisme de Reyðarfjörður et Breiðalúr (Charretier et al., 2013; Walker, 1966). De plus, d'après Walker (1966) le centre du volcan de Thingmúli et celui du volcan de Breiðalúr sont très proches et semblent avoir eu une période d'éruption isochrone (voir Fig. 14 et 15)

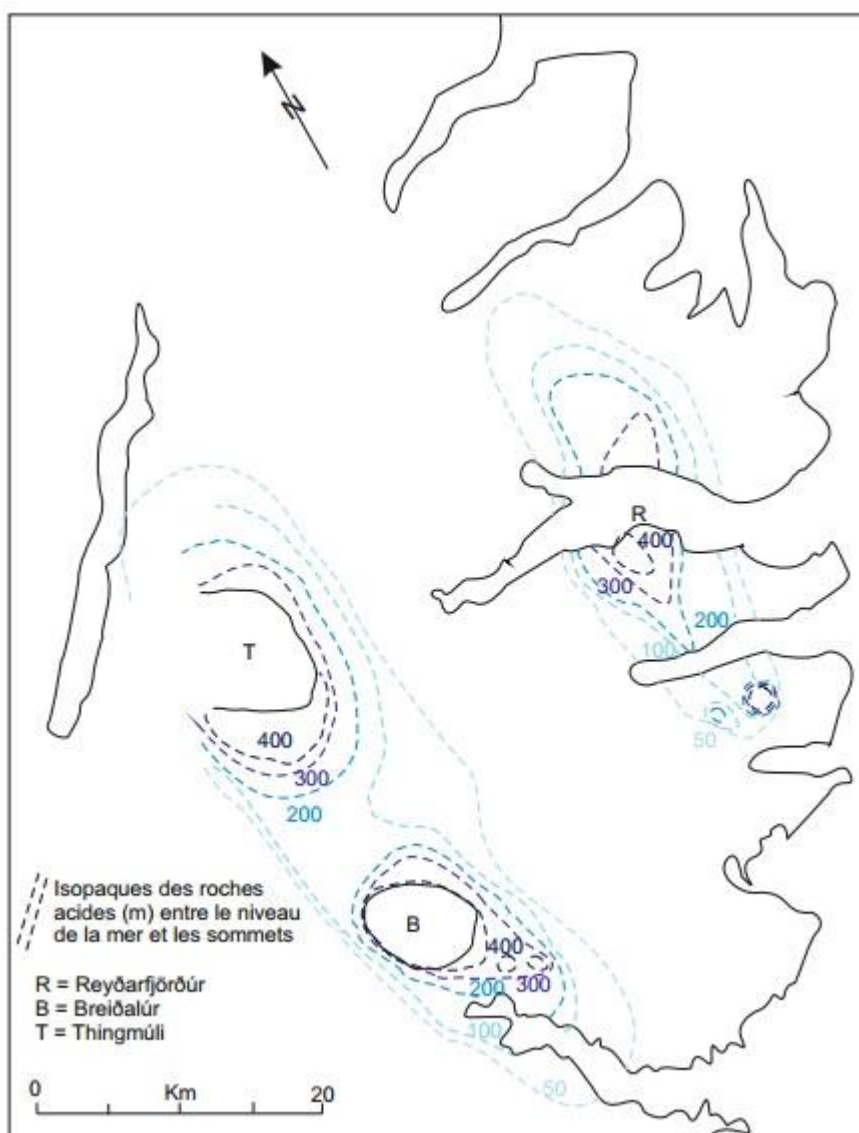


Figure 14 : Carte topographique des édifices volcaniques de la région de Thingmúli, modifiée de Walker (1966).

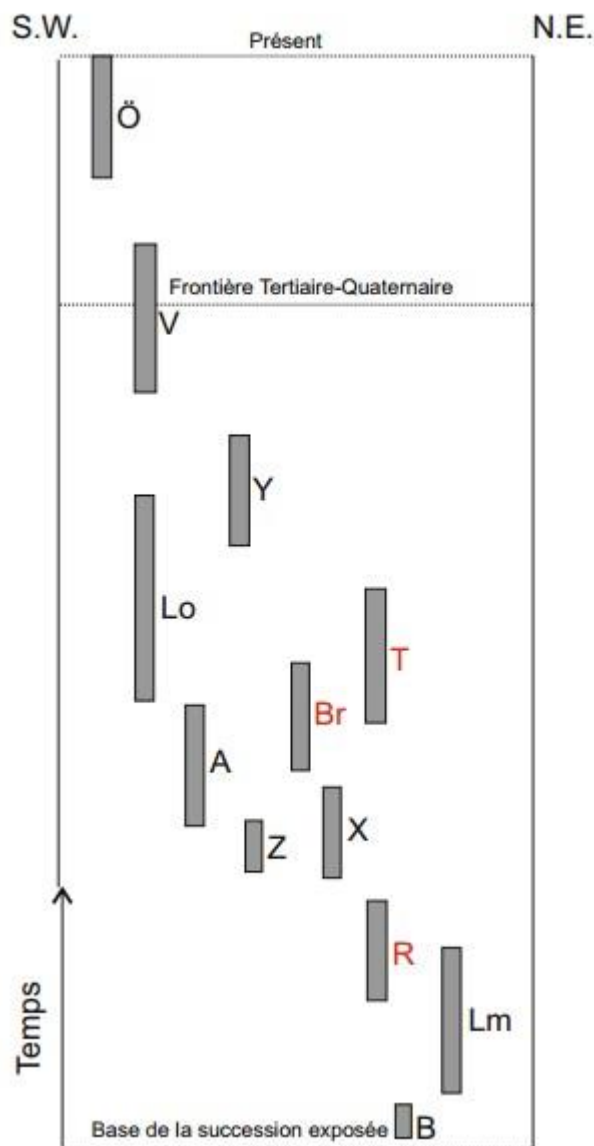


Figure 15 : Graphique représentant les périodes d'activité des centres volcaniques de l'Est de l'Islande, les lettres en rouge correspondent respectivement aux volcans de Thingmúli, Breiðalúr et Reyðarfjörður. Modifié de Walker (1966).

L'étude des roches associées au volcan Thingmúli comporte plusieurs avantages tels que la disponibilité de roches tertiaires. La présence de roches tertiaires sur les terrains volcaniques qui ont subi une glaciation intense est généralement exceptionnelle. En effet, les glaciations datant du Quaternaire provoquent généralement l'érosion des roches plus jeunes comme celles du Tertiaire.

De plus, certains auteurs intègrent des concepts de cristallisation fractionnée directement applicable aux roches du volcan (Carmichael, 1964; Carmichael, 1967; Charretet et al., 2009).

Les roches du volcan Thingmúli sont représentées par une succession de laves âgées d'environ 9,5 Ma (fin du Miocène ; Charretet et al. (2009)). Les coulées de lave du volcan sont de composition mafique à felsique passant de basaltique, d'andésitique à rhyolitique. Sur place, il est possible d'observer plusieurs variétés de roches telles que des picrites, des basaltes avec peu de macrocristaux, des PUB (basaltes ultra porphyriques avec plus de vingt-cinq pour cent de macrocristaux) , des andésites basaltiques, des andésites, des laves propylitisées (variété de laves andésitiques altérées), des roches siliciques pauvres en fer (LFe ; *Low FeO**) et riches en fer (HFe ; *High FeO**) qui sont, pour la plupart du temps, appelées rhyolites (Carmichael, 1964; Charretet et al., 2013).

D'après (Charretet et al., 2013), les liquides silicatés qui ont produit les rhyolites de type LFe peuvent être le résultat de la cristallisation fractionnée d'un mélange entre des liquides rhyolitiques riches en fer, des liquides rhyolitiques pauvres en fer et des liquides ferrobaltiques. Cependant, ces auteurs suggèrent que les liquides silicatés qui composent ce mélange ne sont pas nécessairement tous combinés ou accompagnés du processus de cristallisation fractionnée. En ce qui à trait aux rhyolites de type HFe, ceux-ci sont le résultat de la cristallisation fractionnée lorsque les conditions magmatiques sont réductrices (Charretet et al., 2013).

Les roches volcaniques de Thingmúli sont généralement composées d'une matrice à grains fins de plagioclases et de clinopyroxènes et contiennent une petite quantité variable de macrocristaux (e.g. phénocristaux, antécristaux ou xénocristaux) à dominance de plagioclases, mais parfois de pyroxènes, d'oxydes ou d'olivines (Charretet et al., 2013).

Chapitre 3 : Méthodologie

3.1 Méthode d'échantillonnage

L'échantillonnage des échantillons étudiés dans cette maîtrise s'est fait à l'Est de l'Islande (Fig. 16), sur les coulées successives du volcan Thingmuli à l'aide de la carte géologique de Charretier et al. (2013). Nous avons récolté quarante-huit échantillons au mois de juin 2013. De plus Christian Tegner et Gilles Charretier nous ont prêté huit lames minces correspondant aux environnements où nous n'avions pas pu accéder à cause de la trop grande présence de neige...



Figure 16 : Carte de l'Islande tirée de *Google Earth*, où sont représentés les principaux sites d'échantillonnage utilisés pour cette maîtrise.

L'échantillonnage s'est réparti sur sept sites (voir Fig. 17 à 23). Sur les figures 16 à 23, les symboles en forme d'épingle bleu foncé ou jaune correspondent à mes échantillons (LM), tandis que les symboles bleu clair correspondent à la localisation des échantillons des lames minces qui

m'ont été prêtées. Les échantillons rapportés furent choisis de surface, cassés à la masse à même les coulées et le plus frais possible, afin de n'avoir aucune contamination due à l'altération de surface. La position des échantillons dans les coulées peut varier (haut, milieu base), en effet l'échantillonnage à flanc de montagne s'est effectué là où se fut le plus aisé.

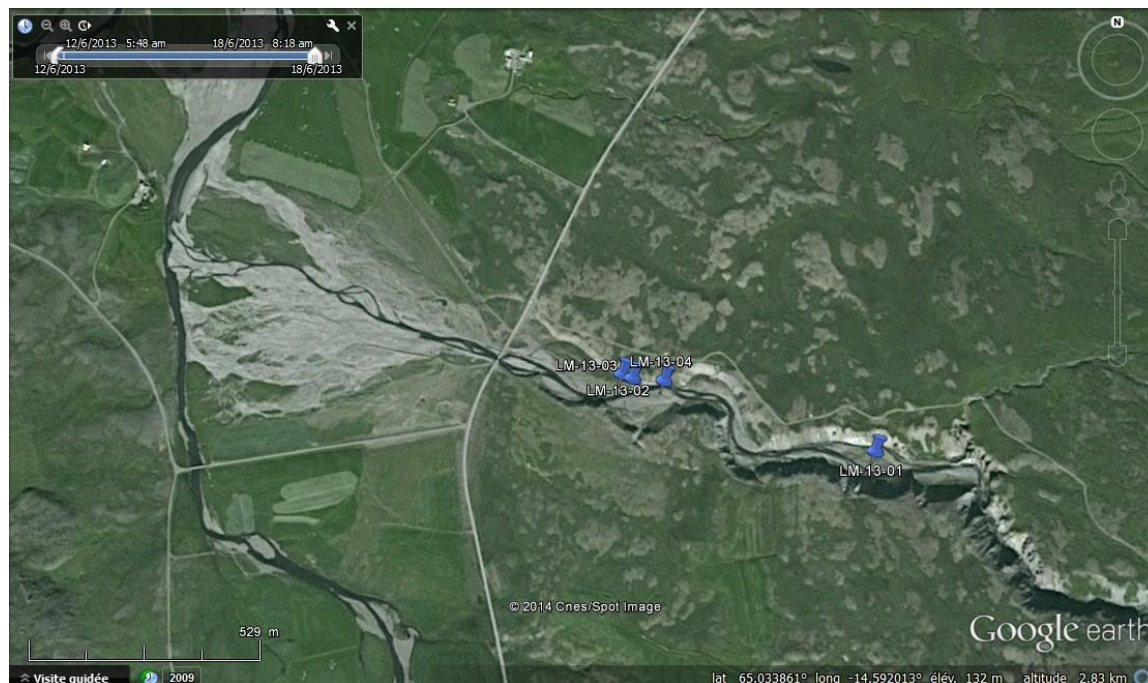


Figure 17 : Premier site d'échantillonnage (LM-13-01 à LM-13-04).

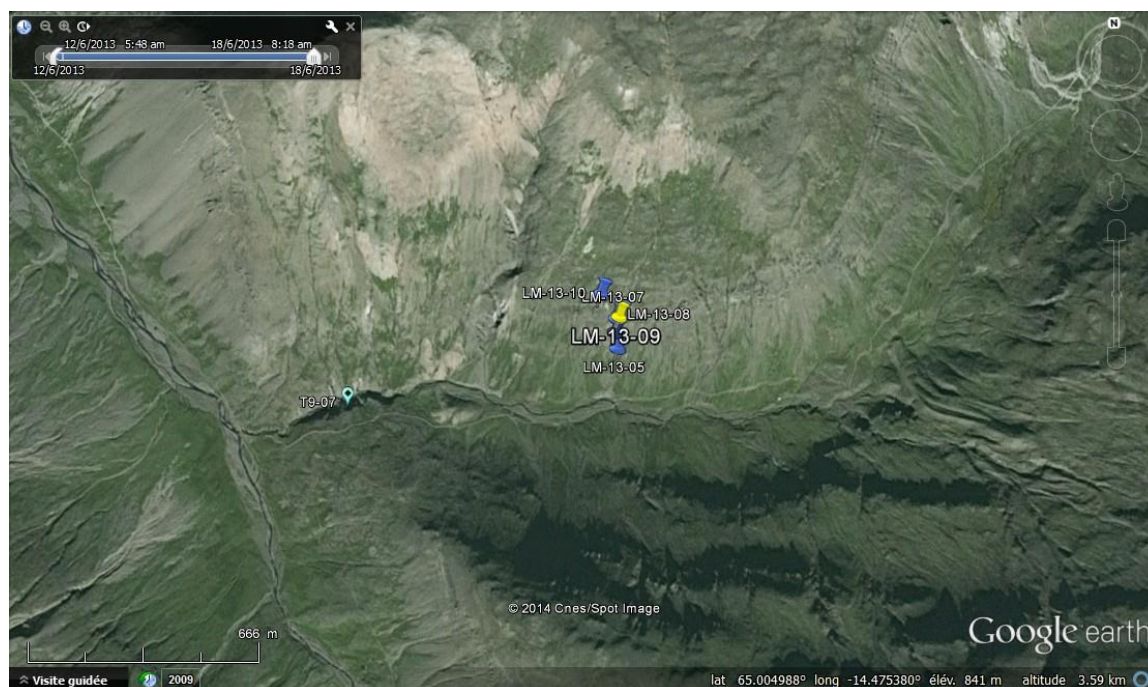


Figure 18 : Second site d'échantillonnage (LM-13-05 à LM-13-10 et T9-07).

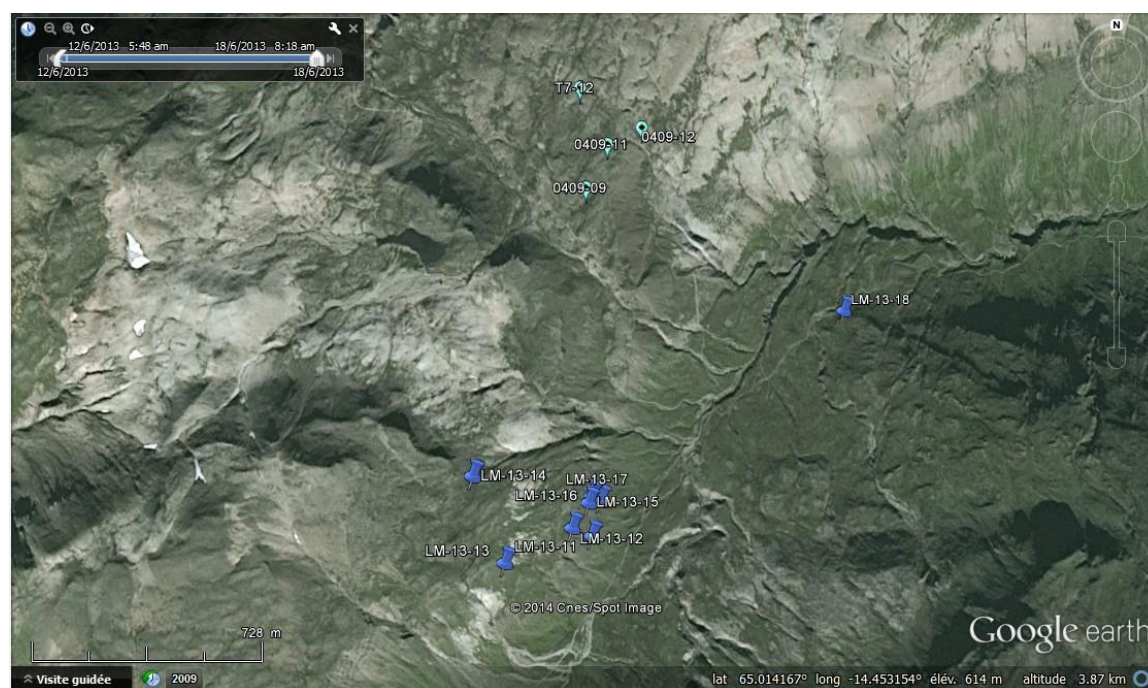


Figure 19 : Troisième site d'échantillonnage (LM-13-11 à LM-13-18 avec T7-12, 040909, 040911 et 040912).

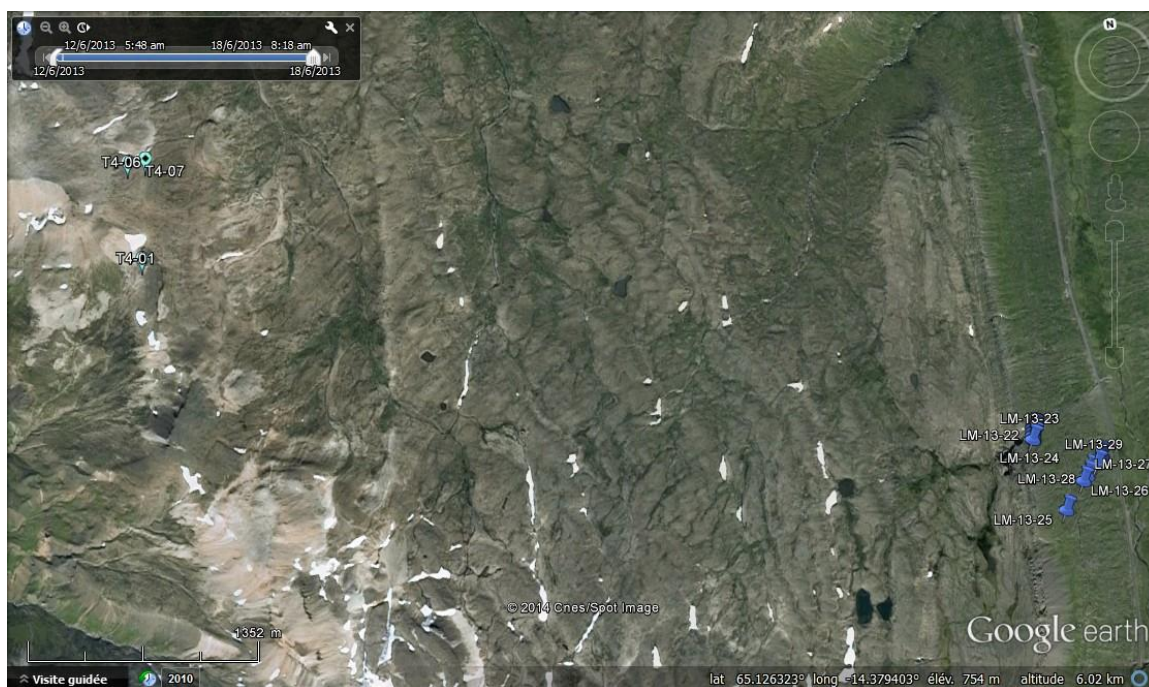


Figure 20 : Quatrième site d'échantillonnage (LM-13-19 à LM-13-30 avec T4-01, T4-06 et T4-07).

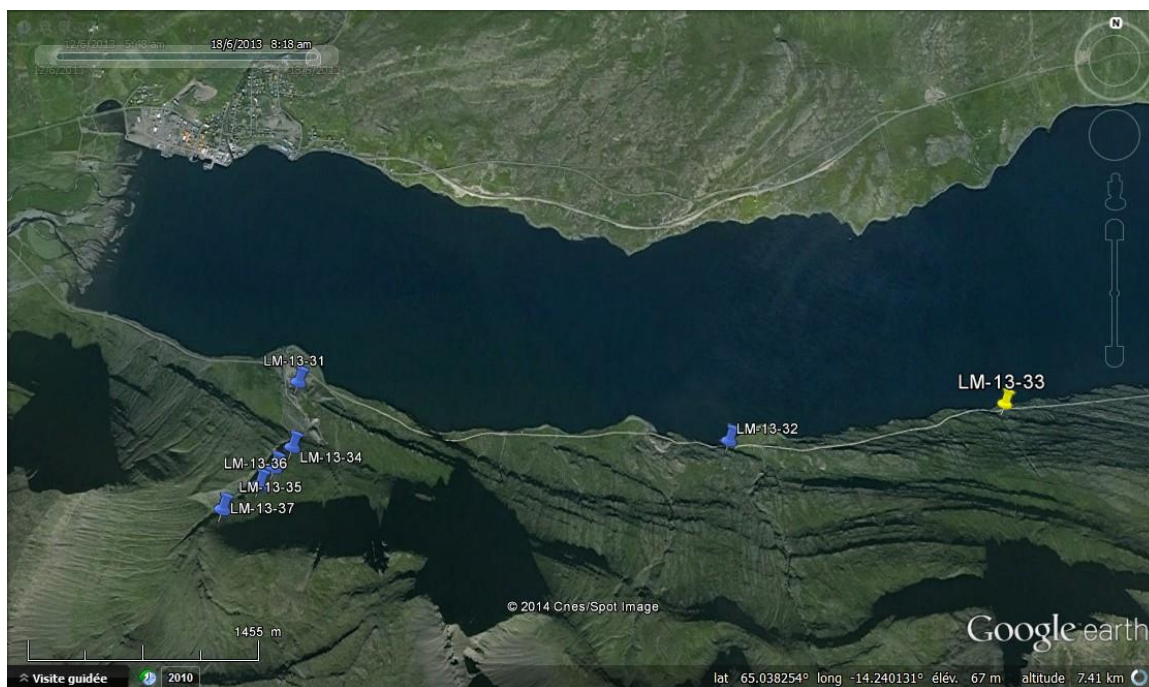


Figure 21 : Cinquième site d'échantillonnage (LM-13-31 à LM-13-37).

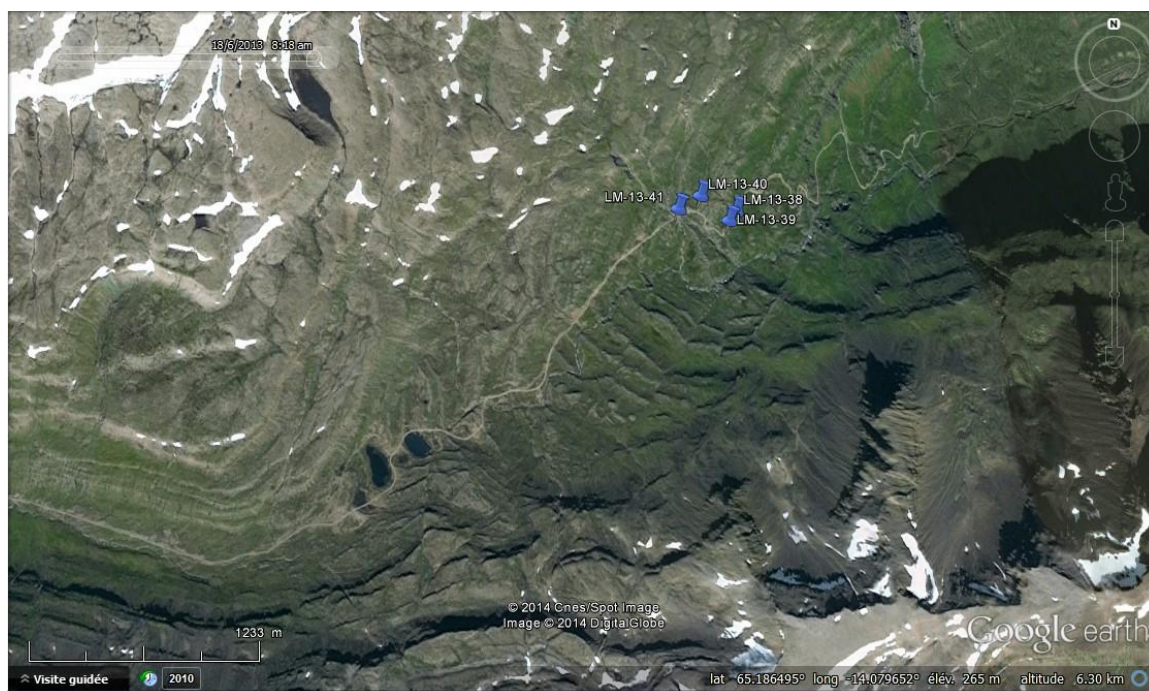


Figure 22 : Sixième site d'échantillonnage (LM-13-38 à LM-13-41).



Figure 23 : Septième site d'échantillonnage (LM-13-42 à LM-13-48).

3.2 Méthodes analytiques

Afin d'étudier la chimie totale des échantillons récoltés sur le terrain, ceux-ci seront premièrement broyés pour ensuite être analysés par fluorescence X. Le broyage sera effectué dans un des laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) pour ensuite procéder, à l'aide d'un appareil portatif, à une analyse préliminaire par fluorescence X portative.

Afin d'étudier la chimie minérale et les zonations, les éléments majeurs et traces seront respectivement analysés par microsonde électronique à l'Université Laval à Québec et par LA-ICP-MS (*Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*) à l'UQAC, et ce, à partir de lames minces polies qui seront préalablement fabriquées à l'Atelier de Pétrographie de Sainte-Foy à Québec.

Il faut préciser que l'étude par LA-ICP-MS a été réalisée dans le cadre du cours de métallogénie qui a eu lieu avant l'obtention d'un rendez-vous pour la microsonde électronique.

3.2.1 Fluorescence X portative

Tous mes échantillons mégascopiques (commençant par LM-13) ont été analysés à la fluorescence X portative (Niton XL3t GOLDD+XRF Analyzer), sous la supervision de M. Dany Desroches au LabMaTer à l'*Université du Québec À Chicoutimi*, afin d'obtenir une première idée sur la pétrologie des roches. La fluorescence X portative a un faisceau de huit millimètres ce qui est parfait puisque les roches étudiées ont pour la plupart une granulométrie fine avec des macrocristaux n'excédant que rarement le millimètre (sauf quelques exceptions).

Chaque roche a été analysée en « mode fermé » en utilisant un côté poli des échantillons, pendant quatre-vingt-dix secondes quatre fois de suite. Puis les résultats ont été donnés en ppm dans un fichier *Excel* (voir annexe 1). Une moyenne a été créée permettant de définir grâce au

pourcentage de silice quel échantillon correspondait à quels types de roches (basalte, andésite, rhyolite...).

3.2.2 XRF

Afin d'observer les éléments majeurs et traces de la roche totale, il y a eu sélection de 35 échantillons réduits en poudre pour l'analyse à la fluorescence X (XRF) de l'Université de Liège (voir tableau 1). L'analyse des éléments majeurs se faisait grâce à la création de perles de verre, alors que pour l'étude des éléments traces les analyses ont été réalisées avec des pastilles compressées (résultats disponibles en annexe 1).

Tableau 1 : Répertoire des échantillons analysés à la fluorescence X, de leurs lithologies.

Noms des échantillons	Lithologies
LM-13-01	Basalte
LM-13-03	Andésite basaltique
LM-13-05	Basalte
LM-13-07	Basalte
LM-13-10	Basalte
LM-13-12	Andésite
LM-13-13	Basalte
LM-13-15	Andésite
LM-13-16	PUB
LM-13-17	Basalte
LM-13-19	Basalte
LM-13-20	PUB
LM-13-21	Basalte
LM-13-22	Basalte
LM-13-23	Basalte
LM-13-24	Basalte
LM-13-27	Basalte
LM-13-29	Basalte
LM-13-30	Basalte
LM-13-31	PUB
LM-13-33	Basalte
LM-13-34	Basalte
LM-13-35	Basalte
LM-13-37	Basalte
LM-13-38	PUB
LM-13-39	Basalte
LM-13-40	Basalte
LM-13-41	Basalte
LM-13-42	Basalte
LM-13-43	Basalte
LM-13-44	PUB
LM-13-45	Basalte
LM-13-46	PUB
LM-13-47	Trachydacite
LM-13-48	Rhyolite

3.2.2.1 Création de perles pour analyses des éléments majeurs par XRF.

Les échantillons de poudre ont été mis dans des creusets en porcelaine. Ces derniers ont été déposés au four à 1000°C pendant 2h afin de procéder à la calcination. Puis les creusets ont été sortis du four un à un, une fois refroidit, ils ont été placés dans un dessiccateur. Le dessiccateur sert à enlever l'humidité grâce au sel qu'il contient au niveau inférieur. Puis il y a eu pesée de chaque creuset afin de pouvoir obtenir une différence de poids dû à la perte au feu. Il a ensuite fallu transférer la poudre dans un mortier-pilon pour réduire encore un peu la poudre (car parfois il restait des morceaux plus grossiers). Le mortier-pilon était en agate. Puis il y a eu prélèvement d'un peu de cette poudre dans une spatule vibrante.

Il a fallu mettre un creuset en platine sur la balance et faire une tare, pour y verser ensuite la poudre. Soit entre 0,34 et 0,35g de poudre calcinée. À partir de là il faut multiplier le nombre obtenu par 11, ce nouveau nombre correspond alors la quantité de « flux » ou « fondant » à ajouter (lithium métaborate + lithium tétraborate), après avoir fait une tare. Puis, faire une tare et ajouter assez rapidement moins de 0,01g de LiBr et prendre très vite la mesure de la pesée immédiatement, car ce produit va absorber de l'eau (présente dans l'air) et coller à la spatule, de plus sa masse ne va cesser d'augmenter. Ensuite, une fois les creusets disponibles en platine remplis, il faudra bien mélanger de façon homogène le mélange. Puis il va falloir procéder à la fonte de la poudre (deux techniques vont être réalisées simultanément, soit automatique grâce à une machine ou manuellement).

Une fois le fluide homogène, il va falloir le couler dans des moules à perles (lingotières). Ensuite, une fois refroidies, les perles vont se démouler et l'analyse se fera sur la partie plane ayant touché à la lingotière. De l'autre côté, il faudra y poser une étiquette d'identification (voir Fig. 24).

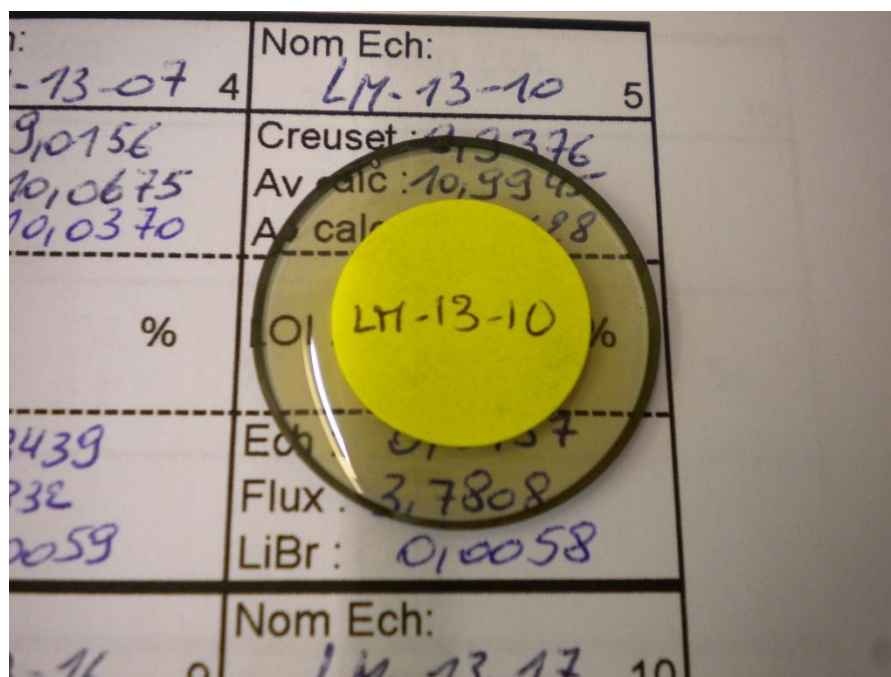


Figure 24 : Perle identifiée.

3.2.2.2 Création de pastilles pour analyses des éléments traces par XRF.

Pour réaliser une pastille, il faut prélever environ 3g de poudre de roche non calcinée. Puis verser ces 3g dans un mortier-pilon en agate. Ensuite, sous la hotte il faut broyer la poudre pour la rendre la plus fine possible. Grâce à la pipette, prélever environ 1,5ml de liant (ici elvacite). Dès lors mélanger assez rapidement, le but est que toute la poudre soit mouillée. Enlever ce qui aura collé au pilon, puis placer le mortier sous une lampe à évaporer. Ressortir la poudre une fois sèche, et broyer de nouveau pour retrouver l'aspect de la poudre initiale. Verser ensuite la poudre dans le moule de la presse, égaliser et mettre le piston en le faisant tourner pour l'enfoncer. Presser jusqu'à environ 150kN. Laisser sous la presse 1 minute minimum.

Démouler la pastille avec le haut du moule. Mettre un papier sous la bague et le piston pour récupérer la pastille (changer de papier à chaque pastille). Appliquer 2 à 3kg avec la main et ça se démoule. La surface de la pastille à analyser sera face au papier, il faut inscrire son numéro

d'identification de l'autre côté au crayon à papier. Il faut ensuite enlever les aspérités en glissant les bords de la pastille entre les doigts. Puis prendre une boîte à pastille afin de pouvoir la protéger (voir Fig.25).

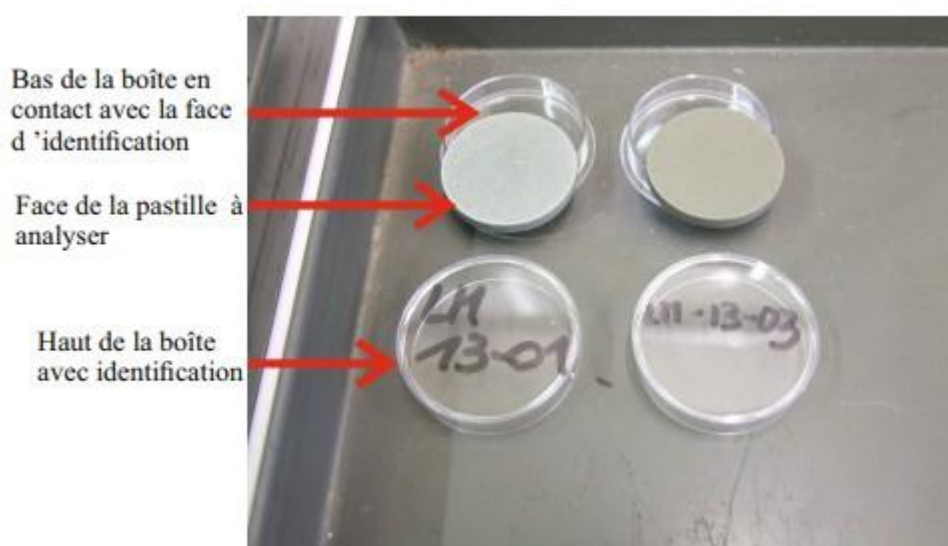


Figure 25 : Pastilles finies avec leurs boites de protection.

3.2.3 LA-ICP-MS

L'objectif principal de soumettre les macrocristaux de plagioclase au LA-ICP-MS était d'observer si ces macrocristaux étaient zonés. Cela permet de plus d'avoir une idée approximative de la concentration en éléments dans ces plagioclases et ainsi de pouvoir commencer à définir leur calcicité.

Dans un premier temps, il y a eu sélection de macrocristaux de plagioclases des huit lames minces (voir. Tab.2 et Fig. 26) :

Tableau 2 : Répertoire des échantillons, de leurs lithologies, ainsi que du nombre de leurs macrocristaux analysés au LA-ICP-MS. L'acronyme « PUB » correspond aux basaltes ultra-porphyriques (basaltes ayant plus de 25% de macrocristaux) tandis que « basalte » correspond aux basaltes ayant peu de macrocristaux (moins de 25%).

Noms des échantillons	Lithologies	Nombre de macrocristaux analysés
LM-13-03	Andésite basaltique	4
LM-13-12	Andésite	4
LM-13-16	PUB	5
LM-13-23	Basalte	4
LM-13-46	PUB	5
LM-13-47	Trachydacite	4
T4-07	PUB	4
T7-12	Rhyolite	5



Figure 26 : Exemples de macrocristaux de plagioclases sélectionnés pour l'analyse au LA-ICP-MS.

Pour un total de 35 macrocristaux à analyser au LA-ICP-MS. Les matériaux de référence utilisés pour la calibration de la machine sont : *GSE N6*, *NIST 610* et *NIST 612* (Jochum et al., 2007; Jochum et al., 2011). Les conditions d'utilisation du laser sont les suivantes : la taille du faisceau était de 44µm, l'impulsion de 15Hz, la vitesse d'ablation horizontale du faisceau de 5µm.s⁻¹ et enfin avec une énergie de 5mj. Chaque traverse au laser s'est fait en diagonale du grain pour avoir plus de chance d'observer une zonation s'il y en avait (cf. Fig.3). Avant chaque analyse, 30 secondes se sont écoulées afin de pouvoir observer le bruit de fond. Les éléments majeurs furent analysés en utilisant les isotopes suivants : ²⁹Si, ²³Na, ²⁴Mg, ²⁷Al, ³⁹K, ⁴⁴Ca, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ³³S, ¹³⁷Ba, ⁸⁸Sr, ⁴⁷Ti. Viennent ensuite les éléments traces : ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶⁵Cu, ⁶⁶Zn, ⁸⁵Rb, ⁸⁹Y, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ³¹P, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu et ²⁰⁵Tl (résultats disponible en annexe 1).

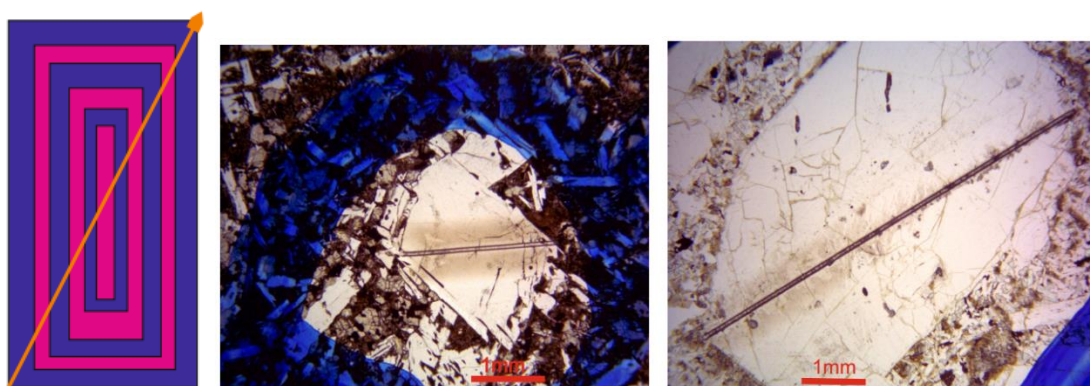


Figure 27 : Traverses au laser dans les macrocristaux, où la couleur violette représente une composition chimique différente de la couleur rose pour modéliser une zonation, pour le schéma. Les traits plus foncés dans les photographies des macrocristaux représentent les traces ou traverses laissées le laser après l'analyse.

Les résultats des traverses au laser ont été traités à l'aide du logiciel *Iolite*. Les plagioclases ayant deux pôles possibles et n'ayant aucun renseignement sur leurs compositions albitiques (pôle sodique) et anorthitiques (pôle calcique), l'élément choisi pour calibrer *Iolite* fut la silice (²⁹Si). Ce

logiciel a la capacité de faire une moyenne de la concentration des éléments obtenus avec des « boîtes d'intégration » (moyenne des acquisitions d'une boîte). Or pour observer une zonation il ne faut pas une moyenne de toute l'analyse, c'est pourquoi il a été décidé de faire de plus petites « boîtes ». Dans cette étude ne sachant pas combien de zonation il y avait ni même s'il y en avait, en regardant le spectre il a été décidé de créer une « boîte » pour le cœur du cristal (plus ou moins au milieu du spectre) ainsi que deux autres sur les extrémités afin de représenter les bordures (voir Fig.27). Il faut garder à l'esprit que ces analyses sont semi-quantitatives.

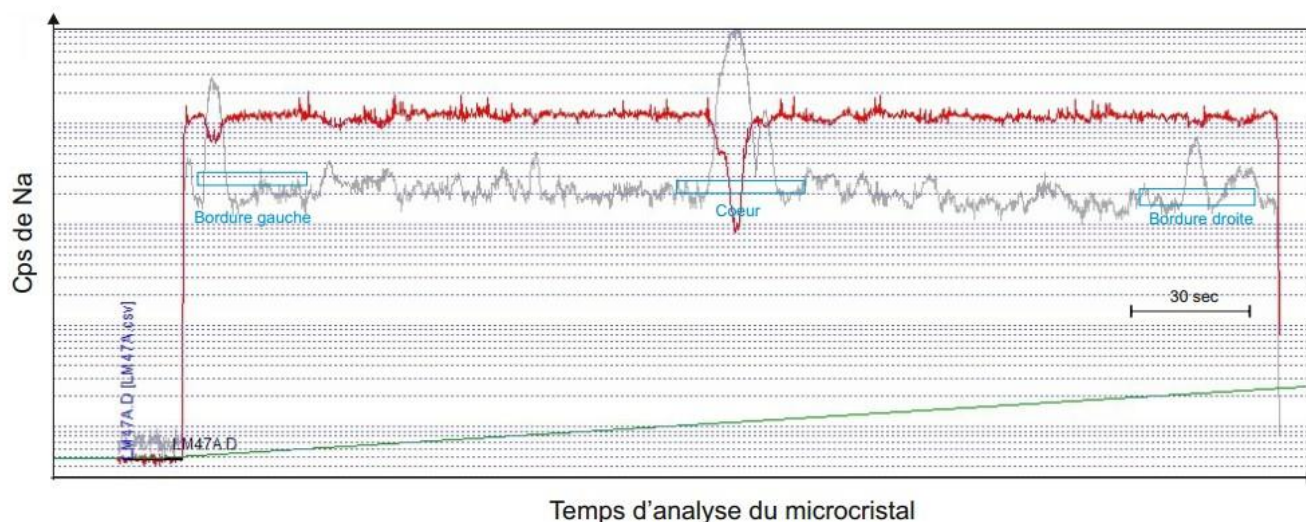


Figure 28 : Spectres obtenus sur le logiciel « Iolite ». Les rectangles bleus correspondent aux boîtes d'intégration. Cette figure représente trois fois la même analyse d'un plagioclase, la première boîte correspond à la moyenne de la bordure de gauche, la seconde à la moyenne du cœur et la troisième à la moyenne de la bordure droite. En rouge cela correspond au coups par seconde (cps) de Na et en gris de Ca.

Une fois ces mesures prises, le logiciel donne une moyenne des résultats pour chaque élément analysé pour la bordure gauche, pour le cœur et pour la bordure droite (résultats disponibles en annexe 2). Cela a permis d'obtenir des spectres des éléments majeurs et traces (surtout des ETR) contenus dans les plagioclases.

3.2.4 Microsonde électronique

Afin d'obtenir des résultats précis sur le contenu précis des éléments majeurs dans les macrocristaux de plagioclase, seize lames minces d'échantillons différents ont été envoyées à la microsonde électronique CAMECA SX-100 de l'Université Laval de Québec (voir Tab. 3).

Tableau 3 : Répertoriassions des échantillons, de leurs lithologies, ainsi que du nombre de leurs macrocristaux analysés à la microsonde électronique.

Noms des échantillons	Lithologies	Nombre de macrocristaux analysés
LM-13-03	Andésite basaltique	4
LM-13-12	Andésite	4
LM-13-15	Andésite	4
LM-13-16	PUB	5
LM-13-21	Basalte	4
LM-13-23	Basalte	4
LM-13-31	PUB	5
LM-13-33	Basalte	4
LM-13-37	Basalte	4
LM-13-46	PUB	5
LM-13-47	Trachydacite	3
LM-13-48	Rhyolite	4
T4-01	PUB	4
T4-07	PUB	4
T7-12	Rhyolite	5
040909	Rhyolite	4

La moitié de ces lames minces ci avaient été analysées au LA-ICP-MS, étant déjà marquées, les mêmes macrocristaux ont donc été analysés. Dans un premier temps les lames minces ont été nettoyées à l'alcool, puis recouvertes d'une fine couche de carbone. Ensuite, elles ont été introduites quatre par quatre dans la cellule d'analyse. Au total 67 macrocristaux ont pu être analysés. Ces analyses se composaient de deux analyses : une au cœur et une à la bordure du macrocristal.

Les éléments analysés furent : SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO , FeO , Na_2O et K_2O (SrO et BaO étant en quantités inférieures à la limite de détection de l'appareil, ils n'ont donc pas pu être utilisés par la suite).

3.3 Méthode physique : étude texturale par CSD

L'analyse quantitative des textures peut être réalisée suite à une quantification de la distribution de la taille des cristaux (CSD), de la forme des cristaux, de leur distribution spatiale ainsi que de leur orientation cristalline. Les CSD (Crystal Size Distribution) quantifient la population de cristaux en trois dimensions, en fonction de la densité de la population de différents intervalles de taille (Higgins, 2006). D'après Davidson et al. (2007), la distributions de la taille des cristaux (CSD) (Higgins, 2006; Jerram et al., 2003; Marsh, 1988a) peut être utilisée pour déterminer les taux de croissance (pentes des CSD) et d'identifier le brassage des populations de cristaux. Selon Higgins (2006), cela peut aussi s'établir à partir de segments de pentes différentes. C'est pourquoi une étude texturale a été choisie.

Afin de réaliser cette quantification, des photographies en lumières naturelles et polarisées seront premièrement prises à partir des lames minces polies (Fig. 29), et ce, pour tous les échantillons étudiés. Dès lors, une segmentation des images sera appliquée afin de séparer numériquement les macrocristaux de la matrice (Fig. 30). Ainsi, les macrocristaux pourront être différenciables de la matrice en appliquant un code de couleurs à l'aide d'un logiciel tel que *Corel Draw*. La classification des phases (macrocristaux et matrice) peut s'effectuer automatiquement, ce qui permettra ensuite d'éditer l'image afin de supprimer les pixels individuels et de choisir l'échelle désirée (Fig. 31). Finalement, une conversion stéréologique (conversion de données 2D en 3D) sera appliquée afin d'obtenir les courbes CSD et d'avoir une estimation de la circularité de l'image, ainsi que de la structure de la roche, grâce au logiciel *CSD corrections* (Fig.32). De plus

cela permet d'obtenir des données de tailles des cristaux, des graphiques et l'orientation des données sur la répartition spatiale pouvant être transférées dans d'autres programmes d'analyse.



Figure 29 : Photographie en lumière polarisée de lame mince polie numérisisée.



Figure 30 : Photo représentant les macrocristaux entourés à l'aide du logiciel *CorelDraw*. Il est possible de séparer les différentes phases cristallines (ici : en rouge les plagioclase, en jaune les pyroxènes). Ainsi l'image est classifiée par segmentation des images, c'est-à-dire séparation des macrocristaux de la matrice.

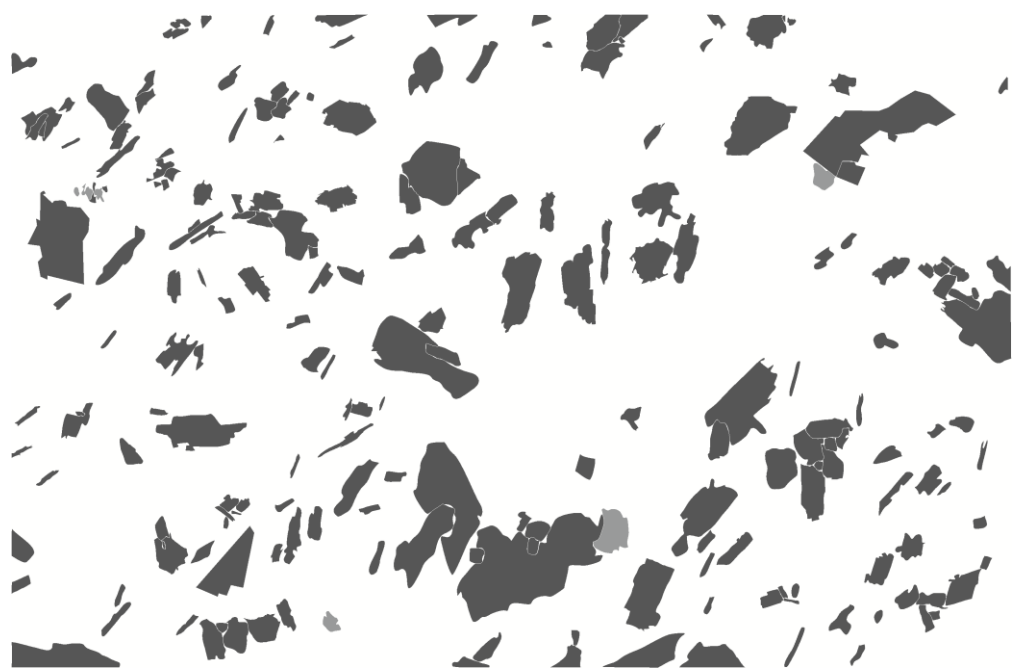


Figure 31 : Résultat de l'isolation des macrocristaux de plagioclases (gris foncé) et des pyroxènes (gris clair) de la matrice. Cette image est envoyé au logiciel *CSD corrections* afin d'obtenir les courbes CSD.

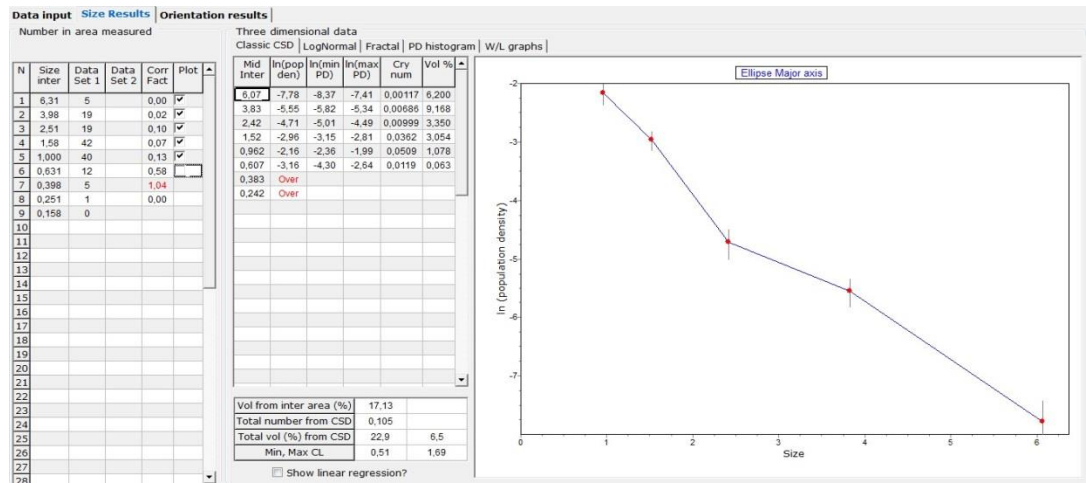


Figure 32 : Illustration d'une courbe CSD obtenue avec le logiciel *CSD corrections*.

Chapitre 4 : Pétrologie

4.1 Introduction

Cette étude pétrologique se base sur l'observation et la description de cinquante-six (56) échantillons composés de quarante-huit (48) blocs macroscopiques et de vingt-huit (28) lames minces. Ces roches se composent de quarante-deux (42) basaltes, dont six (6) avec beaucoup de macrocristaux (PUB, plus de vingt-cinq (25) pour cent de la roche), de six (6) roches intermédiaires (andésite basaltique et andésites) et de huit (8) roches acides (dacite, trachydacite et rhyolites).

L'importance sera portée sur le plagioclase, puisque ce minéral se retrouve dans toutes les étapes magmatiques d'une suite volcanique. En effet ce dernier se retrouve dans la matrice, mais aussi en macrocristaux dans chaque échantillon. C'est donc ce minéral qui a été choisi afin de procéder à l'étude texturale, ainsi qu'à la création de courbe CSD, pour obtenir une histoire de l'évolution du magma.

4.2 Basaltes avec peu de macrocristaux (inférieurs à vingt-cinq pour cent)

4.2.1 Macroscopie

Les basaltes avec peu de cristaux sont d'apparence homogènes, hormis lors de la présence de bandes d'altérations plus foncées (en vagues ou zébrures) de différentes tailles et réparties de façon hétérogène. Lors de la présence de vésicules, celles-ci sont de plus réparties de façon hétérogène. Ces basaltes ont une couleur fraîche variant de gris clair à foncé et une couleur d'altération le plus souvent brune à rouille. Leur granulométrie se compose d'une matrice fine avec parfois des macrocristaux de taille moyenne (maximum trois millimètres). Toutes ces roches sont de plus magnétiques.

4.2.2 Microscopie

Il est possible d'observer des vésicules en trace ou jusqu'à vingt-deux pour cent avec des variations de tailles allant d'inférieures à un à neuf millimètres. Elles peuvent être vides ou remplies de carbonates (calcite).

Les macrocristaux constituent moins d'un à trente pour cent de la roche, et sont composés de plagioclases en grande partie, puis de pyroxènes, d'olivines et parfois de minéral d'altération d'un verre volcanique (Fig. 33). Ces macrocristaux mesurent environ un à sept millimètres et sont le plus souvent hypidiomorphes à xénomorphes. La matrice quant à elle constitue de soixante-dix à cent pour cent de la roche et est composée de plagioclases en grande partie avec quelques pyroxènes, de minéraux d'altération, d'opakes, d'olivine et parfois de verre volcanique. La plus grande partie des minéraux opaques se compose de magnétite cubique à xénomorphe. La matrice est à grains fins (les grains sont inférieurs en taille à un millimètre) et ces grains sont le plus souvent hypidiomorphes à xénomorphes.

Les textures récurrentes dans ces basaltes sont principalement une texture microporphyrrique, puis une texture radiale des macrocristaux, et d'observation de zonations dans les macrocristaux de plagioclases. Ensuite, il est possible d'observer une texture hyalopilitique (ressemble à une texture « interstale » sauf que les microlites en forme d'aiguilles de la matrice s'observent dans une mésostase vitreuse, matériel brun). Il est aussi possible d'observer une texture intergranulaire. Et pour finir parfois il semble y avoir un alignement préférentiel des minéraux et une altération en forme de vagues. Cela correspond au S0, soit à l'orientation d'écoulement du magma.

Les altérations observables sont surtout composées de serpentine xénomorphe inférieure à un millimètre, remplaçant les plagioclases ou les verres volcaniques et représentant de trois à trente pour cent de la roche. Il y a aussi un peu d'épidote xénomorphe inférieure à un millimètre, représentant de deux à trente pour cent. Il est parfois aussi possible d'observer de la chlorite inférieure à un millimètre (maximum : vingt pour cent).

La majorité des macrocristaux sont composés de plagioclases, représentant un à dix-huit pour cent de la roche. Ces macrocristaux ont une taille d'environ un à sept millimètres et sont le plus souvent hypidiomorphes (tabulaires). Dans la matrice composée de cristaux ceux-ci représentent trente à cinquante pour cent de la roche et sont inférieurs à un millimètre et de forme tabulaire hypidiomorphes à xénomorphes. Certains macrocristaux de plagioclases sont de plus zonés.



Figure 33 : Basalte avec peu de macrocristaux observé en lumière polarisée.

4.3 Basaltes riches en Plagioclases (PUB et basaltes de plus de vingt-cinq pour cent de macrocristaux)

4.3.1 Macroscopie

Ces basaltes sont de compositions homogènes, hormis lors de la présence de vésicules de différentes tailles où ces dernières sont réparties de façon hétérogène. Ils ont une couleur fraîche variant de gris à noir et une couleur d'altération le plus souvent brune. La granulométrie de ces roches passe d'une matrice aphanitique à finement grenue, avec des macrocristaux principalement de plagioclases. Toutes ces roches sont de plus, très magnétiques à magnétique. Il est aussi possible d'observer quelques sulfures en traces disséminés et parfois en amas.

4.3.2 Microscopie

Dans la moitié des cas il y a présence de vésicules, cependant leurs nombres varient d'inférieur à un à dix pour cent, leurs formes varient aussi d'arrondies à plus allongées.

Les macrocristaux constituent de trente-cinq à soixante pour cent de la roche, et sont composés de plagioclases en grande partie, puis de pyroxènes, d'olivines et parfois de minéral d'altération (Fig. 34). Ces macrocristaux mesurent environ un à huit millimètres et sont le plus souvent hypidiomorphes. La matrice quant à elle constitue de trente-cinq à soixante-cinq pour cent de la roche et est composée de plagioclases en grande partie avec quelques pyroxènes, de minéraux d'altération d'opakes et parfois de verre volcanique. La plus grande partie des minéraux opakes se compose de magnétite idiomorphe à xénomorphe, étant souvent la phase la plus petite de la roche. La matrice est à grains très fins (les grains sont inférieurs en taille à un millimètre) et les grains sont le plus souvent hypidiomorphes à xénomorphes. Parfois il est possible d'observer du

verre volcanique et des carbonates (calcite et sidérite) ou des minéraux d'argile de forme arrondie et millimétrique.

Les textures principales qui ressortent de tous ces basaltes sont une texture intergranulaire, ainsi qu'une texture microporphyrrique avec vésicules. Parfois, il est possible aussi d'observer une texture de croissance radiaire des plagioclases.

Pour ce qui a trait à l'altération, il y a de serpentine xénomorphe et inférieure à un millimètre, dans la plupart de ces roches d'un à quinze pour cent. Il est aussi possible d'observer parfois de l'épidote en altération des plagioclases (inférieure à un pour cent et à un millimètre).

La majorité des macrocristaux sont composés de plagioclases, représentant vingt-cinq à soixante pour cent de la roche. Ces macrocristaux ont une taille d'environ un à huit millimètres et sont le plus souvent hypidiomorphes (tabulaires). Dans la matrice composée de cristaux ceux-ci représentent dix à trente pour cent de la roche, ils sont inférieurs à un millimètre et sont de forme tabulaire hypidiomorphes. Certains macrocristaux de plagioclases sont zonés. Dans certains cas, les macrocristaux de plagioclases semblent avoir grandis en même temps que certains pyroxènes, car il est possible d'observer une texture de croissance radiaire avec certains pyroxènes. De plus, certains plagioclases idiomorphes ont des inclusions de pyroxènes. Il est aussi possible d'observer que les macrocristaux de plagioclases semblent parfois avoir deux générations différentes en taille.

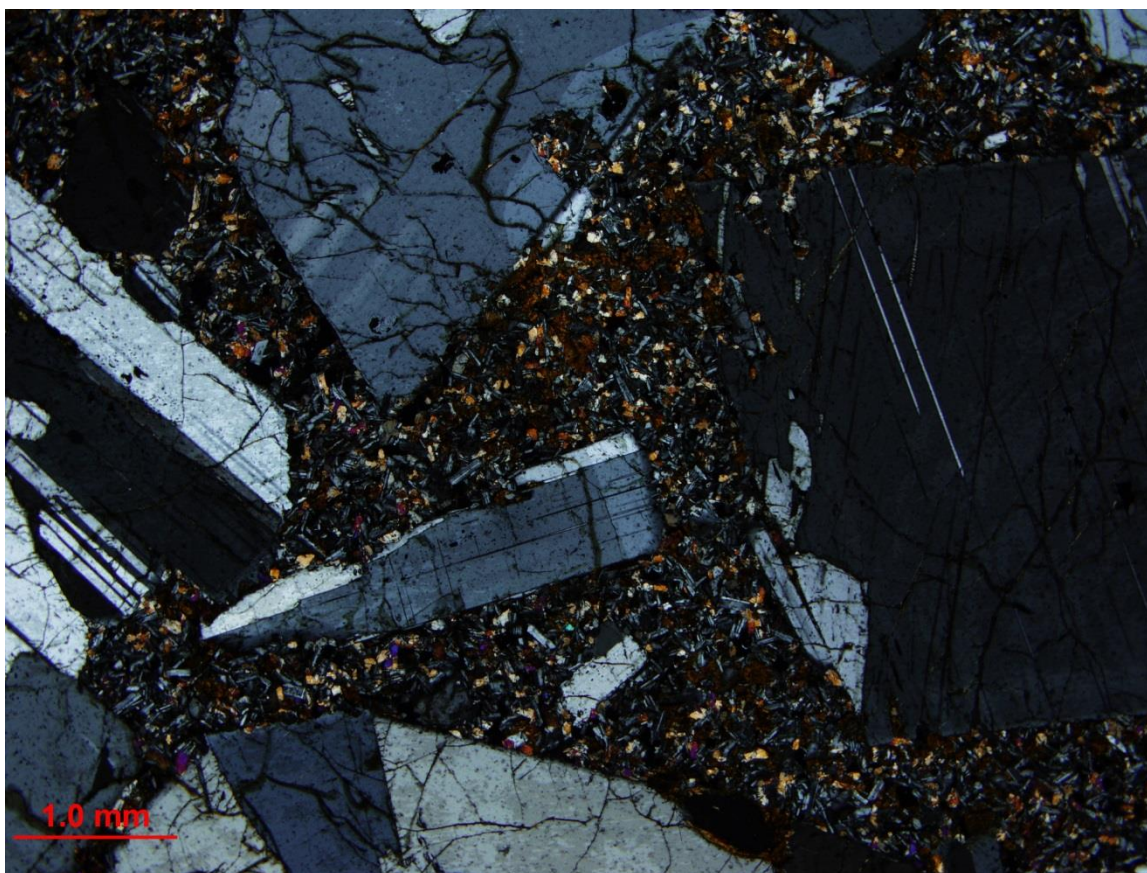


Figure 34 : Basalte avec beaucoup de macrocristaux observé en lumière polarisée.

4.4 Andésite basaltique

4.4.1 Macroscopie

Cette andésite basaltique est de composition homogène, de couleur fraîche gris très foncé à noir et une couleur d'altération verdâtre à rouille. La granulométrie de cette roche est fine, avec peu de macrocristaux (inférieur à un pour cent). De plus elle est très magnétique. Il est possible d'observer quelques grains de pyrite hypidiomorphes (inférieur à un pour cent).

4.4.2 Microscopie

Il n'y a aucune vésicule dans cette roche.

Les macrocristaux de plagioclase constituent moins d'un pour cent de la roche. La matrice quant à elle constitue pratiquement la totalité de la roche (environ cent pour cent) et est composée de plagioclases en grande partie avec quelques minéraux d'altérations et des opaques (Fig. 35). Ces opaques sont composés de magnétite (et possiblement de pyrrhotite) pseudo-cubique à hypidiomorphe avec de l'exsolution et beaucoup d'impuretés dedans. La matrice est à grains très fins (les grains sont inférieurs en taille à un millimètre) et les grains hormis pour les plagioclases sont xénomorphes.

Il y a présence d'une texture microporphyrique (andésite avec microphénocristaux de plagioclases dans une matrice microlithique de composition plus ou moins similaire) ainsi que d'une texture radiaire des plagioclases.

Pour l'altération, il y a présence de dix pour cent d'épidotes xénomorphes inférieure à un millimètre en altération des plagioclases et dix pour cent de serpentine xénomorphe inférieure à un millimètre entre les plagioclases.

Les macrocristaux constituent moins d'un pour cent de la roche, et sont composés essentiellement de plagioclases. Ces macrocristaux varient d'un à trois millimètres et sont le plus souvent hypidiomorphes. Dans la matrice, ils sont hypidiomorphes (en tablette) et inférieurs à un millimètre. Parfois, les plagioclases montrent une texture radiaire entre eux.

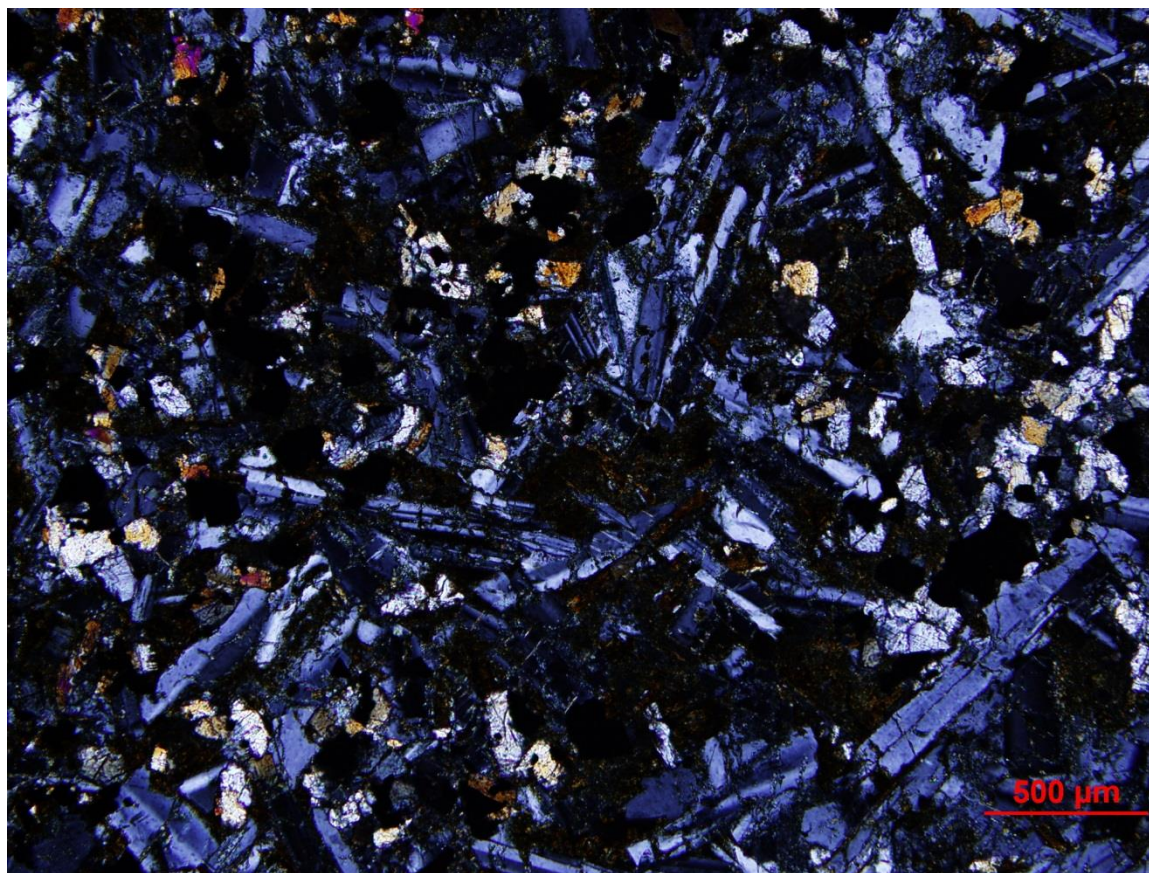


Figure 35 : Andésite-basaltique observée en lumière polarisée.

4.5 Andésites

4.5.1 Macroscopie

Les andésites sont de compositions homogènes, hormis lors de la présence de bandes d'altération (en vagues ou zébrures) de différentes tailles et réparties de façon hétérogène. Elles ont une couleur fraîche variant de gris foncé à noir et une couleur d'altération le plus souvent brune à rouille. La granulométrie de ces roches passe d'une matrice aphanitique à finement grenue, avec parfois des macrocristaux (maximum : cinq pour cent). Toutes ces roches sont de plus très magnétiques. Il est aussi possible d'observer quelques sulfures en traces disséminés.

4.5.2 Microscopie

Certaines andésites contiennent moins de cinq pour cent de vésicules millimétriques qui sont vides.

Les macrocristaux constituent de cinq à dix pour cent de la roche, et sont composés de plagioclases en grande partie, puis de pyroxènes et de minéraux opaques (Fig. 36). Ces macrocristaux mesurent environ un millimètre et sont le plus souvent hypidiomorphes. La matrice quant à elle constitue de quatre-vingt-dix à quatre-vingt-quinze pour cent de la roche et est composée de plagioclases en grande partie avec quelques pyroxènes, de minéraux d'altération et opaques. La plus grande partie des minéraux opaques se compose de magnétite pseudo-cubique (dans la matrice) à xénomorphe (en macrocristaux) et d'une petite partie de pyrite hypidomorphe. La matrice est à grains très fins (les grains sont inférieurs en taille à un millimètre) et hormis pour le plagioclase, les grains sont le plus souvent xénomorphes.

La texture principale est une texture microporphyrrique, il est possible d'observer aussi une texture fluidale autour des macrocristaux, ainsi que des bandes avec plus de plagioclases (un peu

plus gros que dans le reste de la matrice). Ces bandes sont asymétriques et plutôt ondulées (ce qui correspondrait à une texture non ignée).

La principale altération observable correspond à de la serpentine xénomorphe, inférieure à un millimètre, pour une concentration de vingt-cinq à trente-cinq pour cent dans ces roches.

La majorité des macrocristaux sont composés de plagioclases, représentant quatre à cinq pour cent de la roche. Ces macrocristaux ont une taille d'environ un millimètre et sont le plus souvent idiomorphes à hypidiomorphes (tabulaires). Et lorsqu'il y a une matrice composée de cristaux ceux-ci représentent trente à quarante pour cent de la roche et sont inférieurs à un millimètre et de forme tabulaire hypidiomorphes à xénomorphes. Les plagioclases sont parfois regroupés dans des bandes où ils sont plus nombreux que dans la matrice et légèrement plus gros.

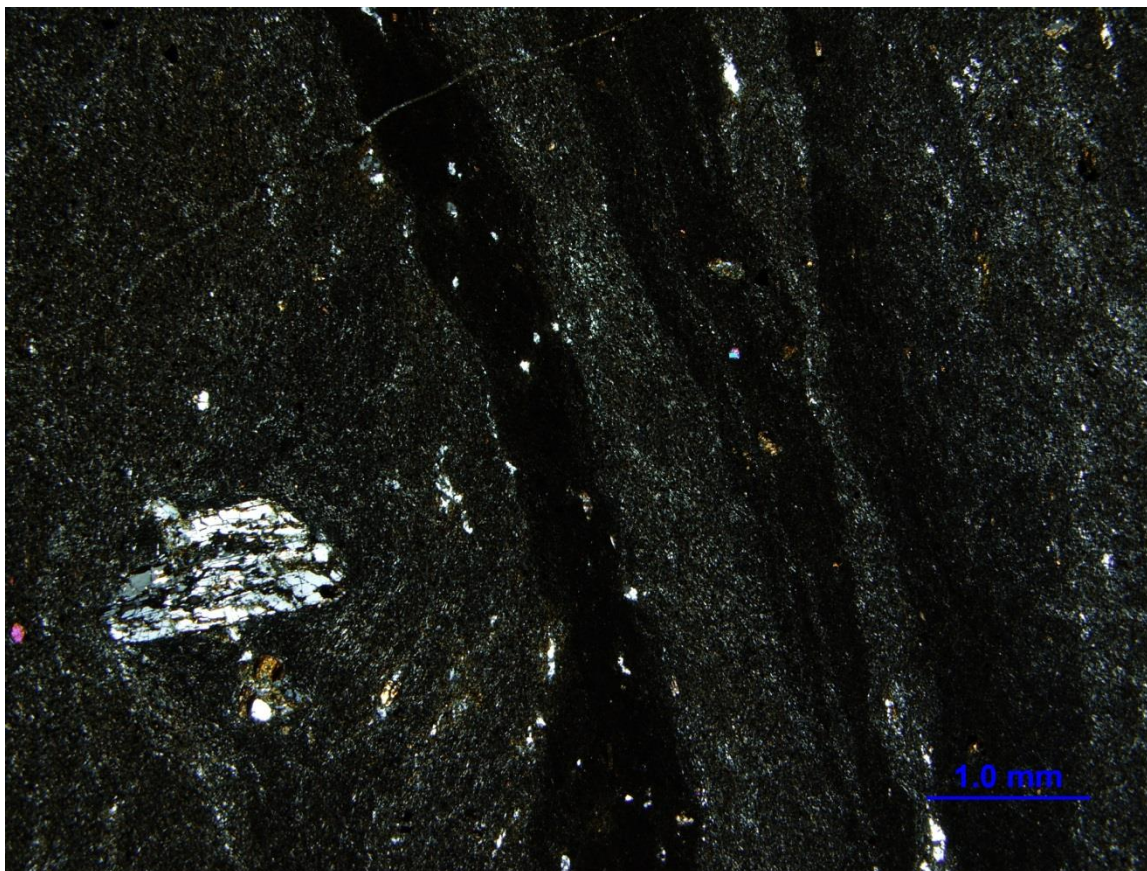


Figure 36 : Andésite observée en lumière polarisée.

4.6 Trachydacite

4.6.1 Macroscopie

La Trachydacite est de composition homogène, mais de répartition et de taille des vésicules hétérogène. Elle a une couleur fraîche variant de gris très foncé à noir et une couleur d'altération noire picotée de blanc. La granulométrie de cette roche est aphanitique avec parfois des macrocristaux moyens à grossiers (environ douze pour cent). Cette roche est magnétique à très magnétique selon les endroits.

4.6.2 Microscopie

Il est aussi possible d'observer quelques vésicules inférieures à un millimètre. Celles-ci sont plutôt arrondies. Les vésicules semblent vides. Leur abondance correspond à dix pour cent de la trachydacite.

Ces roches sont composées en grande partie de plagioclases, puis de pyroxènes, de vésicules, ainsi que d'opakes (de la magnétite). Les autres macrocristaux sont idiomorphes à xénomorphes. De plus la matrice, quant à elle constitue soixante-dix-huit pour cent de la roche et est composée de minéraux opaques en grande partie (cinquante-et-un pour cent) et parfois avec quelques plagioclases, pyroxènes et verre (Fig. 37). La matrice est très fine à aphanitique, les grains sont inférieurs en taille à un millimètre et sont le plus souvent hypidiomorphes à xénomorphes.

Les textures principales observables sont : une texture hyalopilitique, et micro-ophitique (petits macrocristaux de plagioclases englobés par d'anciens gros cristaux xénomorphes poëcilitiques). Il est aussi possible d'observer que les plagioclases sont zonés et les pyroxènes regroupés en amas et enfin que les vésicules sont allongées suivant un axe préférentiel.

Il semble y avoir des traces d'anciens cristaux (peut-être d'olivine) xénomorphes inférieurs à un pour cent (jusqu'à cinq millimètres) observable en lumière naturelle, car la matrice (remplie de verre volcanique) passe de brun rouille à gris.

La moitié des macrocristaux sont composés de plagioclases, représentant cinq pour cent de la roche. Ces macrocristaux mesurent environ deux millimètres et sont le plus souvent idiomorphes (en tablette). Dans la matrice ceux-ci représentent quinze pour cent de la roche et sont inférieurs à un millimètre et sont hypidiomorphes. De plus les plagioclases sont parfois zonés.

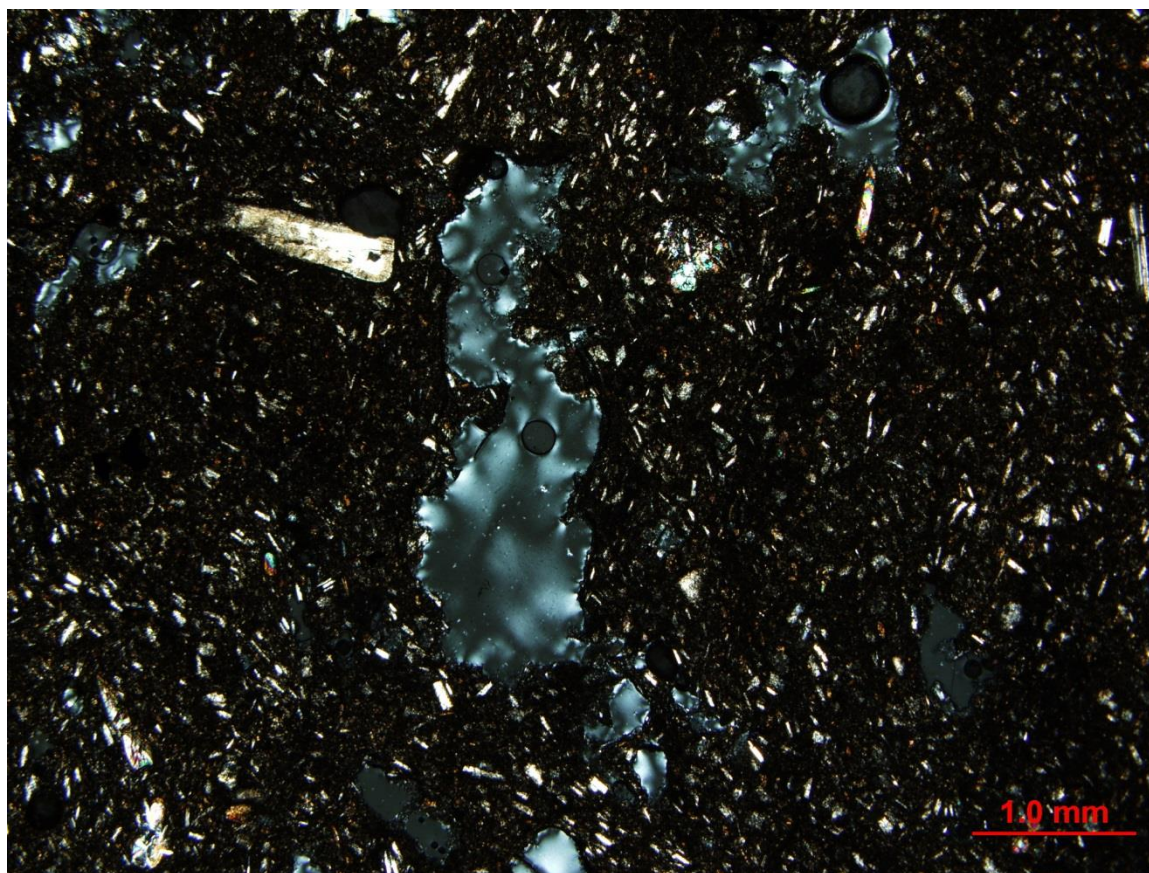


Figure 37 : Trachydacite observée en lumière polarisée.

4.7 Rhyolites

4.7.1 Macroscopie

Les rhyolites sont de composition homogène. Elles ont une couleur fraîche variant de gris très foncé à noir et une couleur d'altération le plus souvent brune à rouille et blanchâtre. La granulométrie de ces roches est aphanitique avec parfois des macrocristaux (environ dix pour cent). Toutes ces roches sont de plus magnétiques.

4.7.2 Microscopie

Pour l'étude des vésicules, il est aussi possible d'en observer quelques-unes millimétriques dans certaines roches. Celles-ci sont plutôt arrondies. Les vésicules peuvent être selon l'échantillon remplies de verre volcanique ou vides. Leurs abondances varient de moins d'un à quarante pour cent.

Ces roches sont composées en grande partie de plagioclases, puis de pyroxènes, de vésicules, ainsi que dans de plus rares fois d'opakes (en partie de la magnétite). Hormis les plagioclases, les autres macrocristaux sont xénomorphes (Fig. 38). De plus, la matrice, quant à elle constitue de cinquante à quatre-vingt-dix pour cent de la roche et est composée de verre volcanique en grande partie et parfois avec quelques plagioclases, pyroxènes et opakes. La matrice est aphanitique, les grains sont inférieurs en taille à un millimètre et sont le plus souvent xénomorphes.

Les textures principales observables sont une texture d'obsidienne et d'alignement préférentiel de certains minéraux.

Lors de la description macroscopique des rhyolites, en surface il est possible d'observer une altération superficielle. Cependant il n'est pas aisé d'observer des traces d'altération sur les lames minces, car celles-ci ont été prises au centre des échantillons.

La majorité des macrocristaux sont composés de plagioclases, représentant sept à dix pour cent de la roche. Ces macrocristaux varient d'un à cinq millimètres et sont le plus souvent hypidiomorphes à xénomorphes. Et lorsqu'il y a une matrice composée de cristaux, ceux-ci représentent quinze pour cent de la roche, sont inférieurs à un millimètre et de forme tabulaire. Les plagioclases sont parfois orientés préférentiellement, dans la matrice.

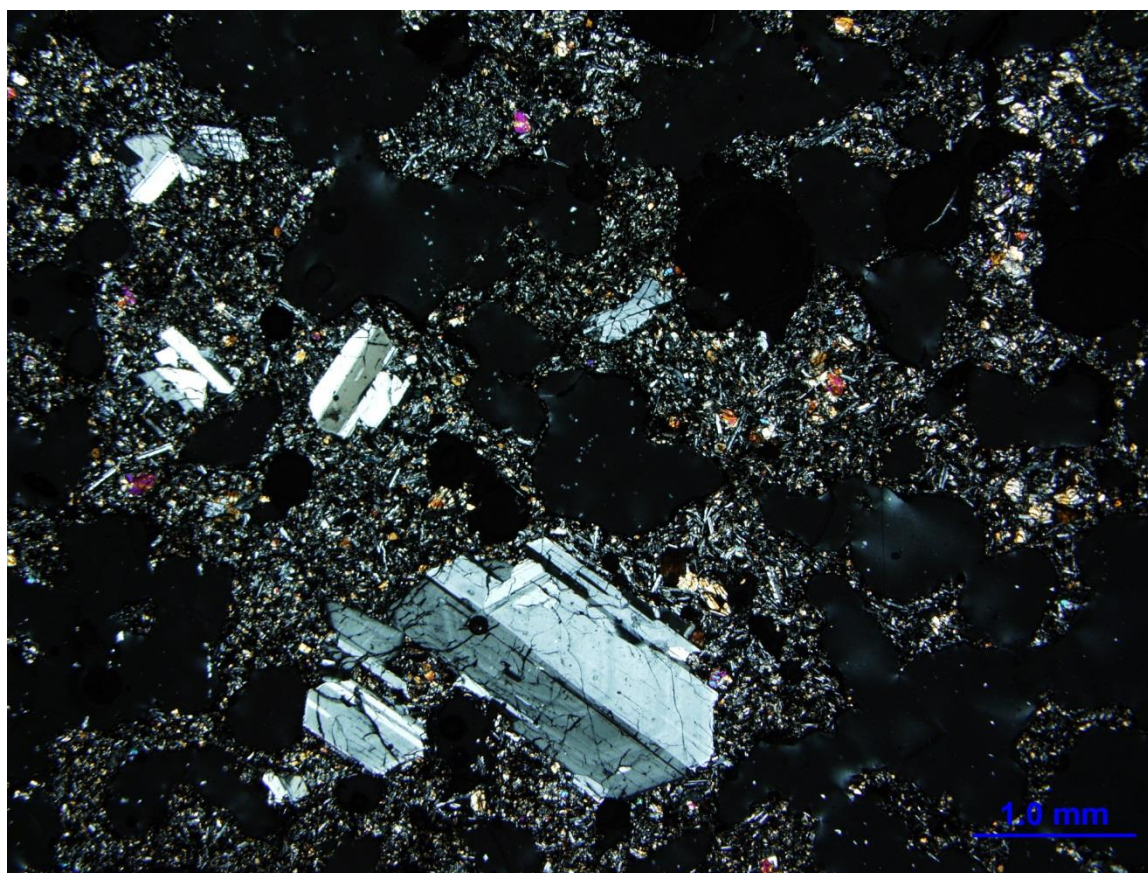


Figure 38 : Rhyolite observée en lumière polarisée.

Chapitre 5 : Géochimie.

5.1 Introduction

Dans ce chapitre, l'intérêt sera porté sur la chimie des roches utilisées dans cette étude. Les premières données traitées seront celles des roches totales (éléments majeurs et traces) grâce à l'utilisation de la fluorescence X de l'Université de Liège. Les secondes données traitées seront les données minérales ici, celle du plagioclase. Pour ces données, les éléments majeurs ont été analysés avec la microsonde électronique de l'Université Laval et les éléments traces ont été analysés avec le LA-ICP-MS de l'UQAC. Par rapport à l'étude des éléments traces, il faut savoir que les lames minces utilisées avaient au préalable été sélectionnées en fonction de leurs contenances en macrocristaux.

Comme observé précédemment dans le chapitre de pétrologie, les roches étudiées couvrent un grand nombre de roches d'une suite magmatique, c'est-à-dire des rhyolites aux basaltes.

5.2 Roche totale (XRF)

5.2.1 Éléments majeurs

L'étude par fluorescence X (XRF) des échantillons de roches de la région volcanique de Thingmúli (Fig. 39) a permis de confirmer les noms de roches associés lors de la description macroscopique et microscopique par lames minces de la plupart des échantillons, ainsi qu'avec l'étude préliminaire à la micro XRF portable qui avait été réalisée, en attendant les résultats des laboratoires et la réception des lames minces. En effet, selon la figure 39 sur les 39 échantillons analysés, il y avait trois rhyolites, une trachydacite, deux andésites, une andésite basaltique et trente-et-un basaltes (dont huit basaltes ultra porphyriques (PUB)).

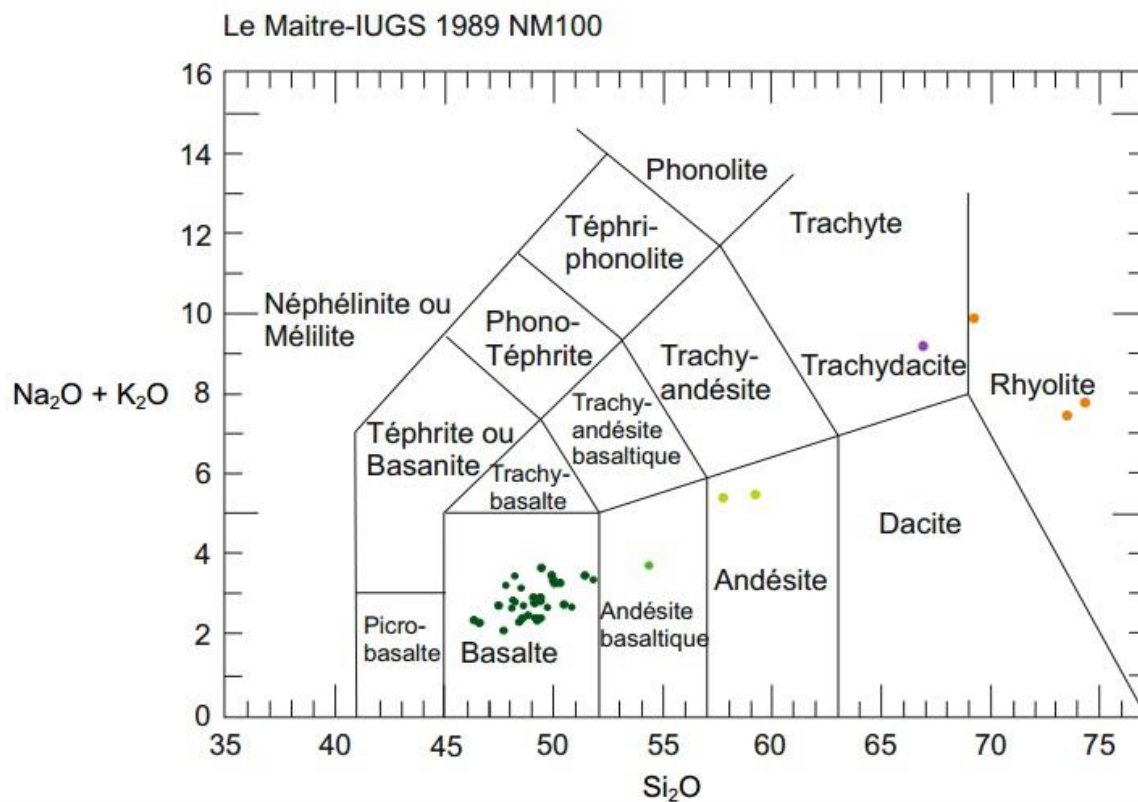


Figure 39 : Classification selon Le Maître et al. (1989) des échantillons ramassés dans la région de Thingmúli pour cette étude, obtenue avec le logiciel « *IGPET 2010* ».

Une fois l'identité des roches obtenue, à l'aide de la figure 39, il est possible d'observer la composition en Ca-Na-K des roches avec un diagramme ternaire (Na-Ca-K) (Fig. 40). Sur ce diagramme, il est possible de considérer que les roches mafiques (basaltes et andésites basaltiques) sont les roches les plus calciques, tandis que les roches intermédiaires (andésite) sont un peu moins calciques et que les roches felsiques (trachydacite et rhyolites) sont les roches les plus sodiques et les plus potassiques. Que les basaltes soient plus calciques que les roches plus évoluées, cela semble suivre le modèle de la suite de Bowen (1913).

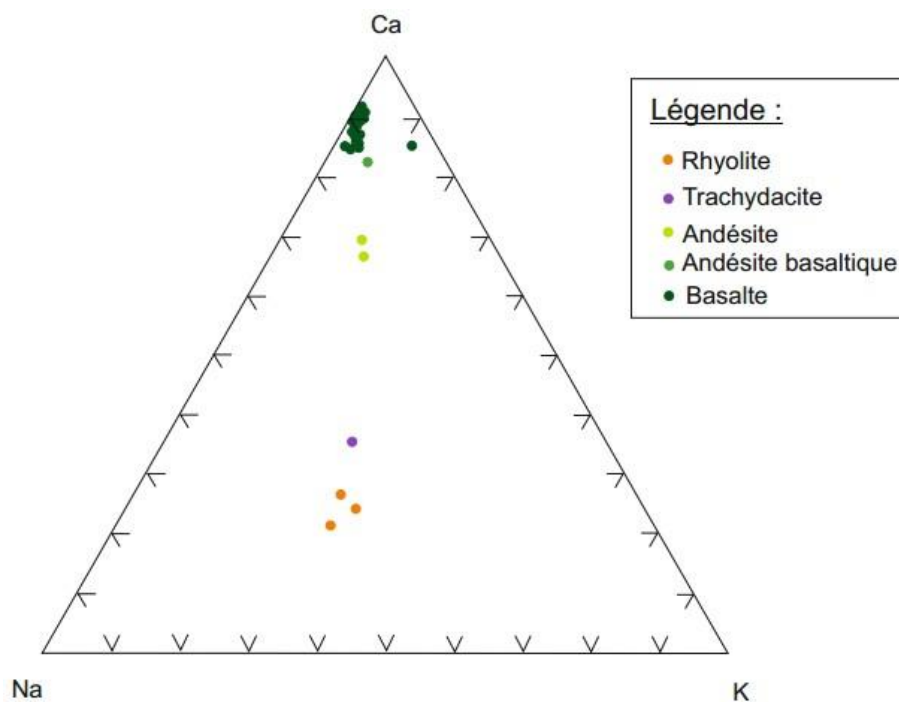


Figure 40 : Diagramme ternaire Na-Ca-K permettant d'observer une variation compositionnelle des roches de cette maîtrise.

Dans les graphiques suivants (Fig. 41 et 42), les oxydes majeurs ont été comparés à la silice (SiO_2) puisque c'est l'oxyde dominant et le plus abondant dans ces roches. De plus, la silice est un bon discriminant, car elle varie en quantité d'une façon significative, selon le type de roche :

- Rhyolites de 68,77% à 71,48%
- Trachydacite 66,81 %
- Andésites de 56,51% à 58,42%
- Andésite basaltique 52,86%
- Basaltes de 45,27% à 50,90% (les PUB ne se distinguant pas : de 46,71% à 50,52%)

Pour le CaO , il est possible d'observer que celui-ci se retrouve en plus grande quantité dans les roches mafiques. La tendance de toutes les roches forment un alignement décroissant (des basaltes aux rhyolites) donc une corrélation négative s'en découle.

Pour le Na_2O , il est possible d'observer que celui-ci se retrouve en plus grande quantité dans les roches felsiques. Il semble y avoir un basalte (LM-13-01) qui sort du lot avec un appauvrissement en Na_2O plus intense que les autres basaltes. La tendance de toutes les roches forment un alignement croissant (des basaltes aux rhyolites) donc une corrélation positive s'en découle.

Pour le K_2O , il est possible d'observer que celui-ci se retrouve en plus grande quantité dans les roches felsiques. Un basalte (LM-13-01) sort cependant du lot avec un enrichissement bien plus fort en K_2O que ceux des autres basaltes. La tendance de toutes les roches forment un alignement croissant (des basaltes aux rhyolites) donc une corrélation positive s'en découle.

Pour le TiO_2 , il est possible d'observer une augmentation de sa concentration dans les roches mafiques puis d'une diminution dans les roches felsiques. Les basaltes ont une tendance verticale avec beaucoup de dispersion en TiO_2 , pour peu de variation en SiO_2 . Puis des andésites aux rhyolites il y a une plus forte variation en TiO_2 et en SiO_2 .

Pour l' Al_2O_3 , il est possible d'observer une très faible augmentation de sa concentration dans les roches mafiques puis d'une très faible diminution dans les roches felsiques. Deux basaltes PUB (T4-01 et T4-07) sortent du lot en étant extrêmement enrichis en aluminium par rapport à toutes les autres roches. La tendance de toutes les roches forme un alignement plus ou moins vertical pour les basaltes suivi d'un alignement plus ou moins horizontal pour les andésites aux

rhyolites. Cependant, l'andésite basaltique et deux rhyolites sortent de l'alignement avec des teneurs plus faibles en aluminium.

Pour le Fe_2O_3 , il est possible d'observer une augmentation de sa concentration dans les roches mafiques puis d'une diminution dans les roches felsiques. Deux basaltes PUB (T4-01 et T4-07) sortent du lot en étant plus appauvris en aluminium que les autres basaltes et ayant le même pourcentage de fer ferrique que les roches felsiques. La tendance de toutes les roches forment un alignement décroissant (des basaltes aux rhyolites) donc une corrélation négative s'en découle.

Pour le MgO , il est possible d'observer que celui-ci se retrouve en plus grande quantité dans les roches mafiques. Un basalte (LM-13-01) sort du lot en étant plus pauvre que les autres basaltes en magnésium, avec un pourcentage se rapprochant de celui des andésites. La tendance de toutes les roches forment un alignement décroissant (des basaltes) donc une corrélation très négative s'en découle, puis un alignement toujours décroissant (des andésites basaltiques aux rhyolites) avec une corrélation négative plus douce.

Pour le P_2O_5 , il est possible d'observer une augmentation de sa concentration dans les roches mafiques puis d'une diminution dans les roches felsiques. Un basalte (LM-13-01) sort cependant du lot avec un enrichissement bien plus fort en P_2O_5 que ceux des autres basaltes. La tendance de toutes les roches forment un alignement croissant (pour les basaltes) donc une corrélation positive s'en découle, puis un alignement décroissant (des andésites basaltiques aux rhyolites) donc une corrélation négative s'en découle.

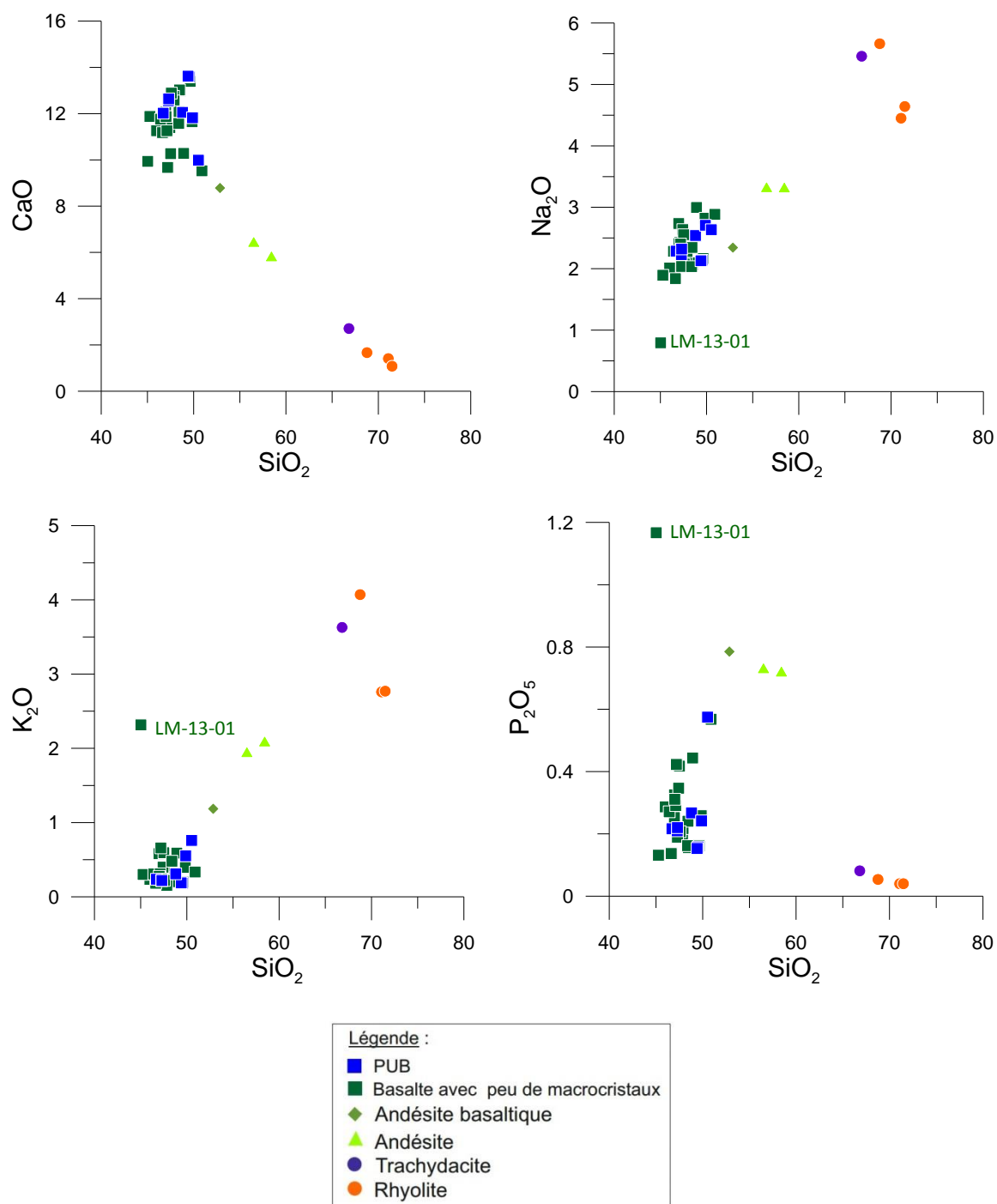


Figure 41 : Éléments majeurs en fonction de la silice pour chaque type de roche de cette étude.

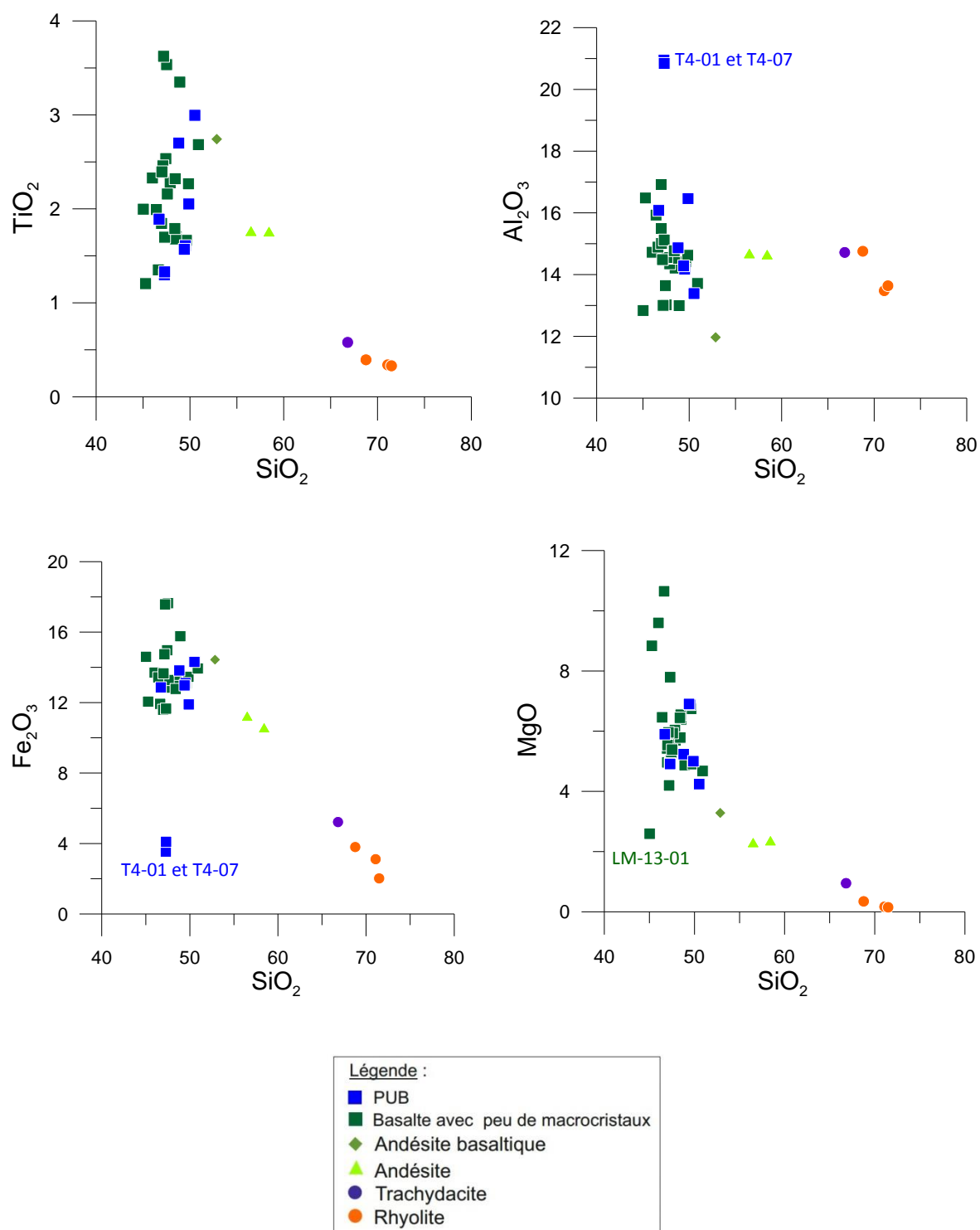


Figure 42 : Éléments majeurs en fonction de la silice pour chaque type de roche de cette étude.

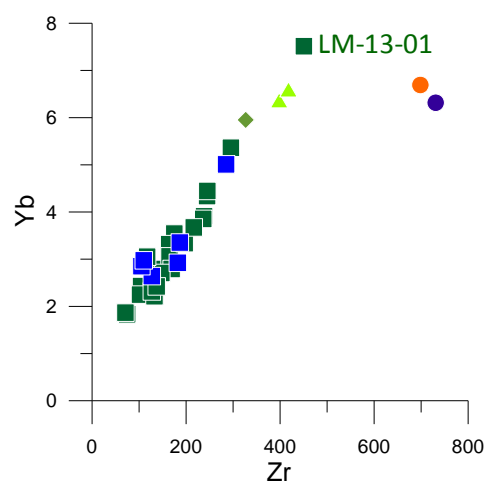
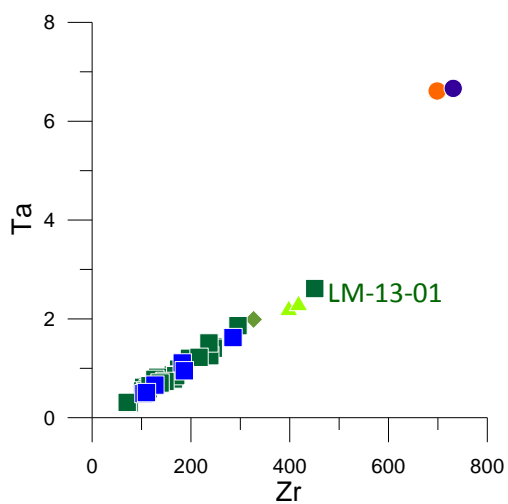
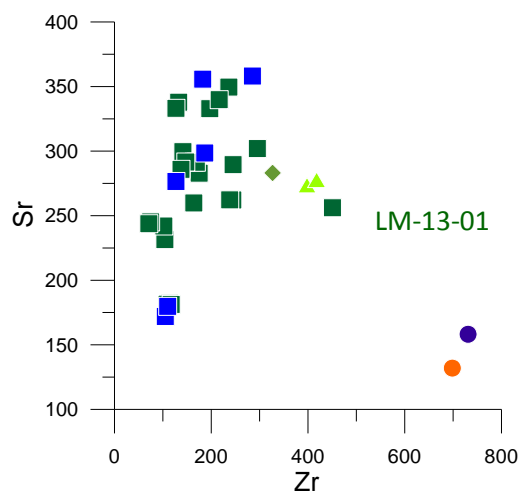
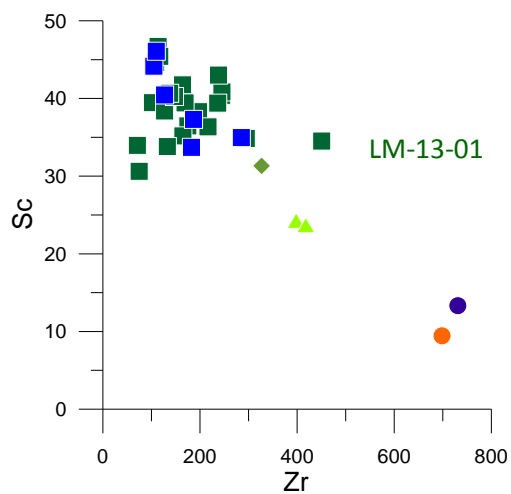
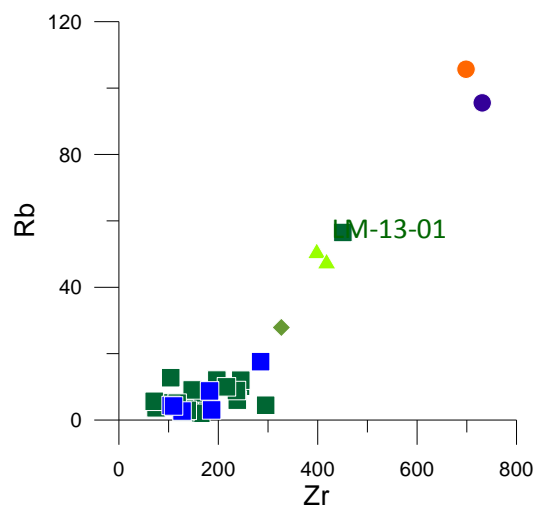
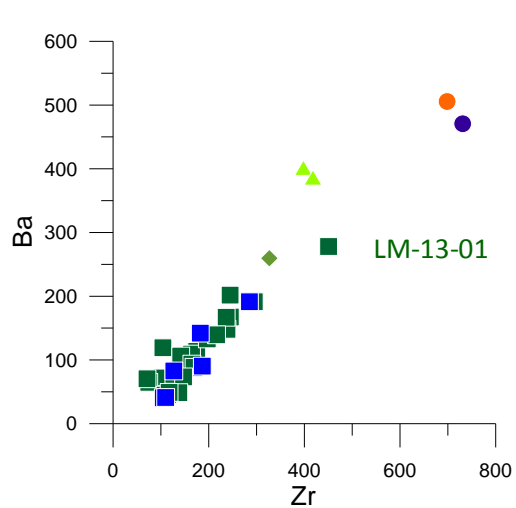
5.2.2 Éléments Traces

Pour les graphiques de la figure 43, la concentration des éléments traces est comparée à celle du zirconium (Zr). Le zirconium est un élément incompatible dans tous les minéraux observés dans ces roches, il devrait donc se retrouver en plus grande quantité dans les magmas plus évolués (felsiques).

Pour le baryum (Ba), le rubidium (Rb), le tantale (Ta), le lanthane (La), l'euporium (Eu), l'ytterbium (Yb), le thorium (Th) et l'uranium (U), il est possible d'observer que ceux-ci se retrouvent en plus grande quantité dans les roches felsiques que mafiques. Tandis que pour le scandium (Sc) et le strontium (Sr), il est possible d'observer que ceux-ci se retrouvent en plus grande quantité dans les roches mafiques que felsiques. La tendance générale correspond à des corrélations positives (des basaltes aux rhyolites) pour Ba, Rb, Ta, La, Eu, Yb, Th et U. Tandis que la tendance générale pour Sc et Sr correspondent à des corrélations négatives (des basaltes aux rhyolites).

Dans tous ces graphiques, un basalte (LM-13-01) semble avoir un comportement plus enrichi (Ba, Rb, Ta, Yb, La, Th, U et Eu) que les autres basaltes et ayant le même comportement que les andésites dans le pourcentage de zirconium (Zr).

Pour les graphiques de l'Yb et de l'Eu en fonction du Zr les roches felsiques (rhyolite et trachydacite) sont en dehors de la ligne de variation, comme si elles suivaient une autre tendance.



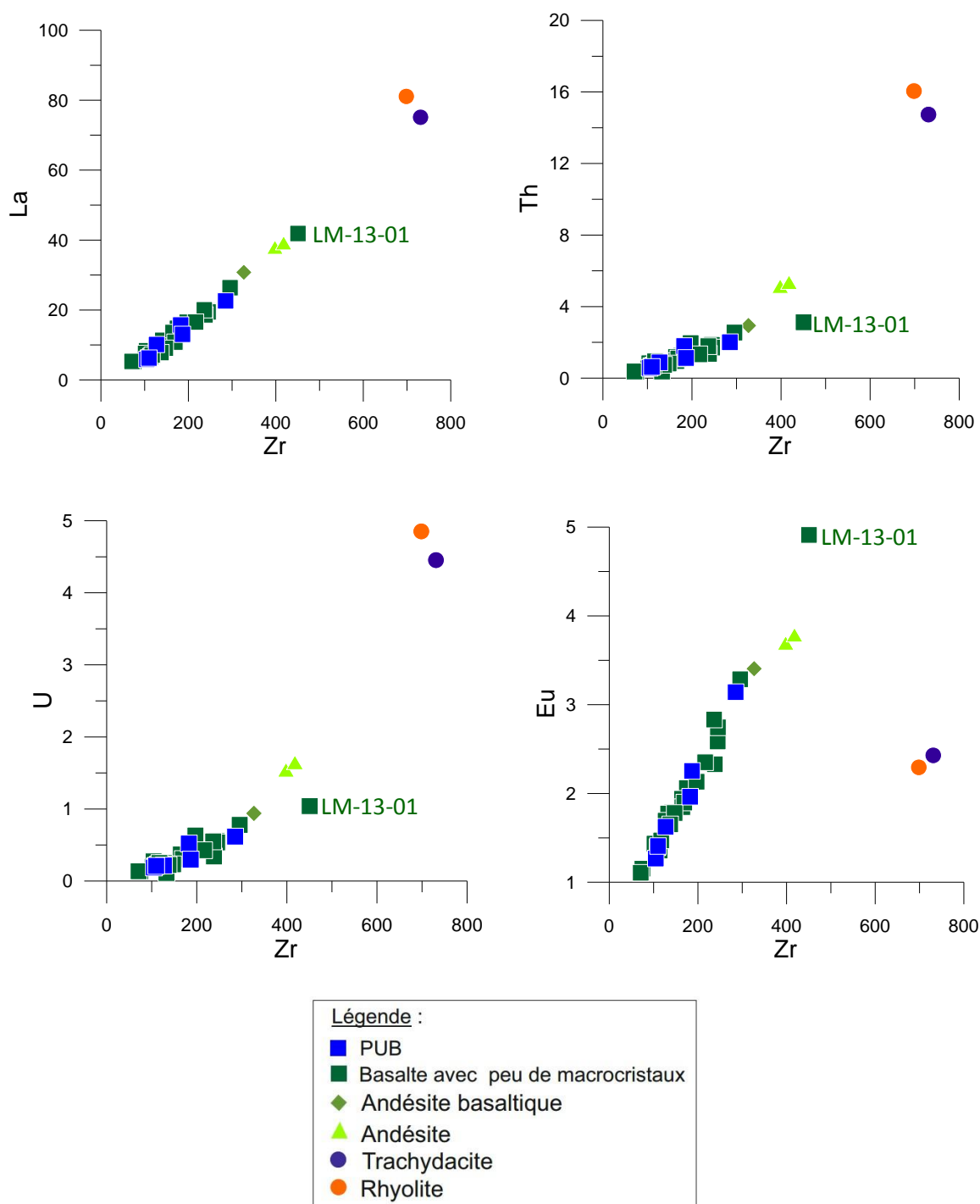


Figure 43 : Principaux éléments traces en fonction du zirconium.

La figure 44 quant à elle représente les écarts des valeurs maximales et minimales de la concentration en ETR pour les chaque type de roches normalisées aux chondrites. Il est possible de s'apercevoir que le plus grand champ de valeurs est celui des basaltes

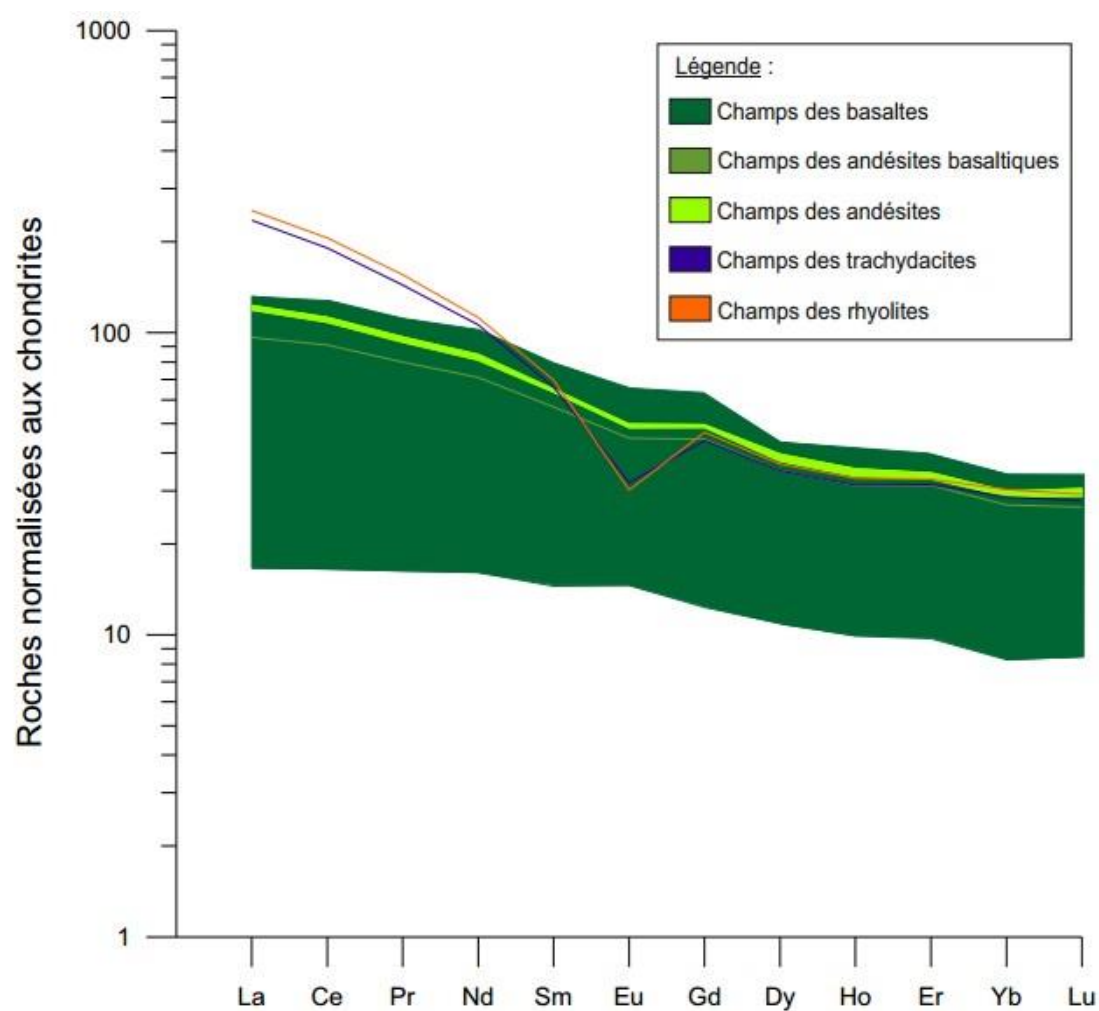


Figure 44 : Patron des ETR en fonction du type de roches normalisées aux chondrites avec le champ de propagations des basaltes et des andésites.

La figure 45 représente la moyenne pour chaque type de roche de la concentration en éléments terres rares (ETR) normalisée aux chondrites. Il est possible de voir que les basaltes sont plus appauvris en ETR que les autres types de roches. Puis que les roches felsiques (rhyolites et trachydacites) sont plus enrichies en ETR légers que les roches intermédiaires (andésites et andésites basaltiques). De plus, les roches felsiques sont les plus appauvries en Eu par rapport aux roches intermédiaires et mafiques.

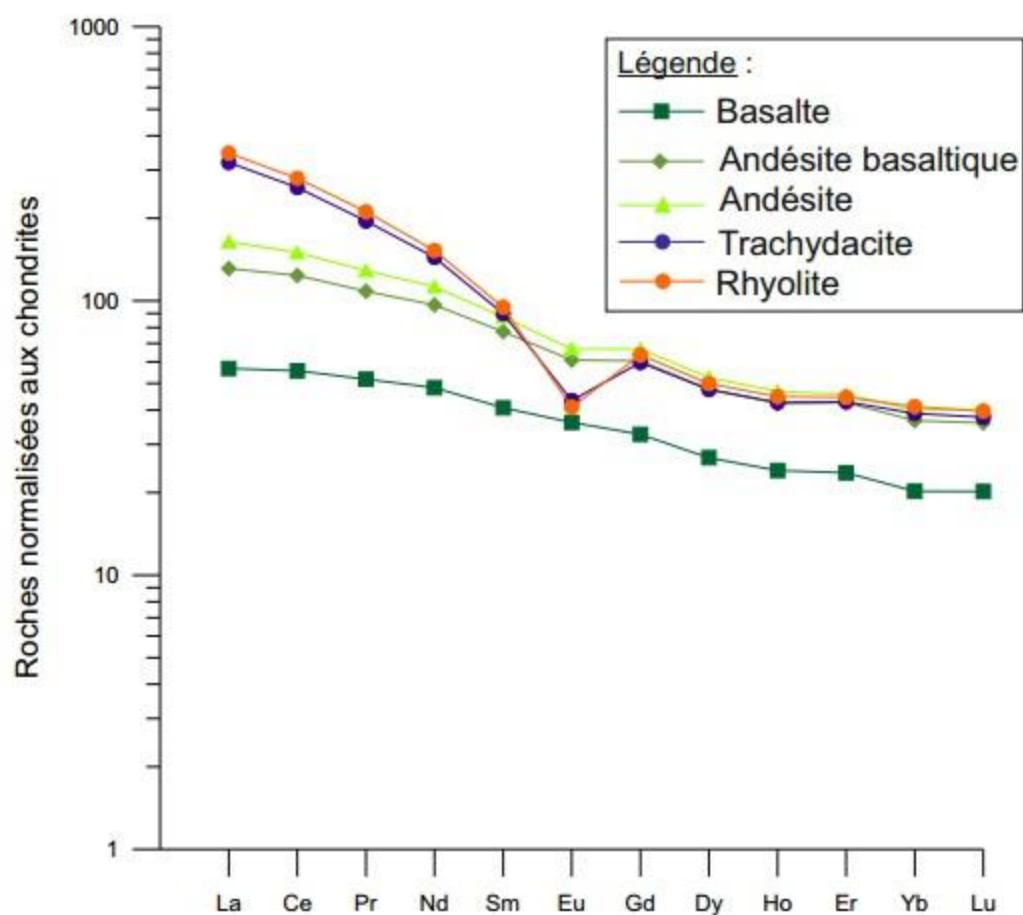


Figure 45 : Patron des ETR en fonction du type de roche normalisée aux chondrites.

Le tableau 4 représente quant à lui la moyenne des ETR pour chaque type de roches normalisées aux chondrites ainsi que l'anomalie en europium calculé ici avec la formule suivante :

$$\text{Anomalie Eu} = \text{Eu}_{\text{normalisé}}/\text{Eu}^*$$

$$\text{Eu}^* = (\text{Sm}_{\text{normalisé}} + \text{Gd}_{\text{normalisé}})/2$$

Tableau 4 : Moyennes des éléments terres rares selon les types de roches normalisés aux chondrites.

Éléments	Rhyolite Normalisée	Trachydacite Normalisée	Andésites Normalisées	Andésite-basaltique Normalisée	Basaltes Normalisés
La	345,45	320,01	164,38	131,15	56,70
Ce	279,87	259	149,95	123,9	55,64
Pr	211,40	195,44	128,78	108,44	51,77
Nd	152,77	144,25	112,70	96,68	48,25
Sm	94,86	89,84	87,42	77,22	40,76
Eu	40,96	43,37	66,8	60,88	36,05
Gd	63,51	59,62	66,73	60,41	32,61
Dy	49,94	47,55	52,52	47,58	26,78
Ho	44,79	42,57	46,82	42,37	24,08
Er	44,50	42,80	45,62	42,56	23,61
Yb	41,18	38,86	39,89	36,62	20,22
Lu	39,63	37,68	40,25	35,92	20,18
Eu*	79,19	74,73	77,08	68,81	36,69
Anomalie Eu	0,52	0,580	0,87	0,88	0,98

Selon Sinha (1983), l'anomalie en Eu s'observe quand un minéral est enrichi ou appauvri en cet élément par rapport aux autres ETR. L'euporium peut se trouver sous la forme d' Eu^{2+} ou Eu^{3+} , hormis pour le Ce, les ETR sont le plus souvent de valence $3+$. Toujours selon Sinha (1983), la forme Eu^{2+} peut se substituer au Ca^{2+} (présent dans les plagioclases par exemple) et ainsi ne pas être repéré par les instruments de mesure et créer cette anomalie. Sur la figure 46, l'anomalie en europium est représentée en fonction de la concentration en zirconium selon le type de roches. Et il

est possible de s'apercevoir que l'anomalie est plus importante dans les roches mafiques qui contiennent plus de calcium que les roches plus évoluées (felsiques). La tendance de toutes les roches forme un alignement décroissant (des basaltes aux rhyolites) donc une corrélation négative.

Grâce à la figure 46, nous espérons observer une différence entre les basaltes avec peu de macrocristaux et ceux avec plus de 30% de macrocristaux (PUB).

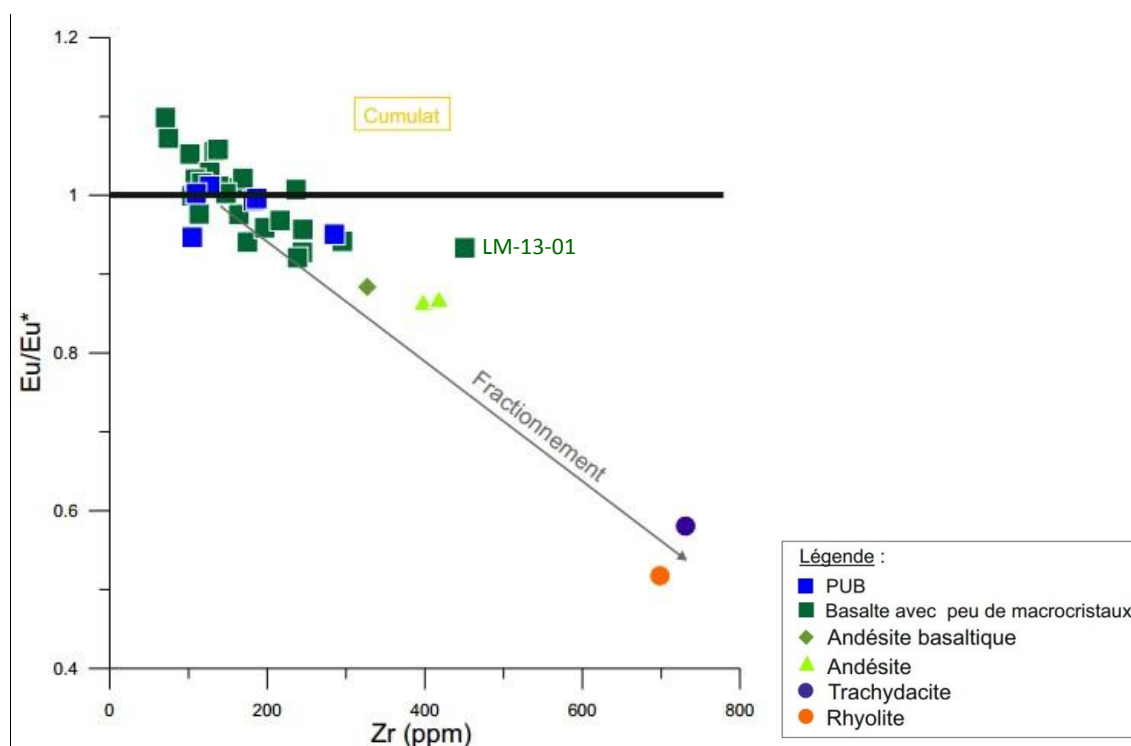


Figure 46 : Anomalie en europium en fonction du zirconium (élément incompatible) en ppm en fonction du type de roche.

Une anomalie positive en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$) implique un excès dans les plagioclases d'europium (Eu) ainsi qu'une accumulation de plagioclases. Une anomalie négative en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$) implique un manque dans les plagioclases d'europium (eu) ainsi qu'un fractionnement des plagioclases. Le zirconium (Zr) étant un élément incompatible dans le plagioclase, il sera en plus grande quantité dans les plagioclases provenant de magmas felsiques, ce qui permet une

classification des plagioclases. L'anomalie en europium en fonction du zirconium ne semble finalement pas affecter différemment un basalte appauvri en macrocristaux d'un PUB.

Selon la figure 46, certains basaltes proviennent de cumulats de plagioclases (LM-13-10, 22, 23, 27, 29, 30, 34, 35, 39, 40, 41, 43, 45, 20 et 46) tandis que le reste des roches (LM-13-01, 05, 07, 13, 17, 19, 21, 24, 33, 37, 42, 16, 31, 38 et 44) sont issues du fractionnement des plagioclases (Rollinson, 1993; Taylor et McLennan, 1985; Winter, 2010).

Pour le graphique de la figure 47 représentant le strontium (Sr ; élément compatible dans les plagioclases) en fonction du rubidium (Rb ; élément incompatible dans les plagioclases), il est possible d'observer une tendance de toutes les roches formant un alignement vertical croissant des basaltes quasiment suivi d'un alignement décroissant (des andésites basaltiques aux rhyolites) avec une corrélation négative. Un basalte (LM-13-01) ne rentre pas dans l'alignement croissant des basaltes, mais se comporte plutôt comme une andésite.

Pour le graphique du lanthane en fonction de l'ytterbium, il est possible de se rendre compte, que la tendance de toutes les roches forment un alignement croissant (des basaltes aux andésites) avec une forte corrélation positive suivit d'un alignement croissant (des trachydacites aux rhyolites) avec encore une fois une corrélation positive, qui cependant semble être parallèle à la première. De plus, il y a ici aussi un basalte (toujours LM-13-01) qui sort du lot, celui-ci est plus enrichi en ytterbium (Yb) et en lanthane (La) que les autres basaltes.

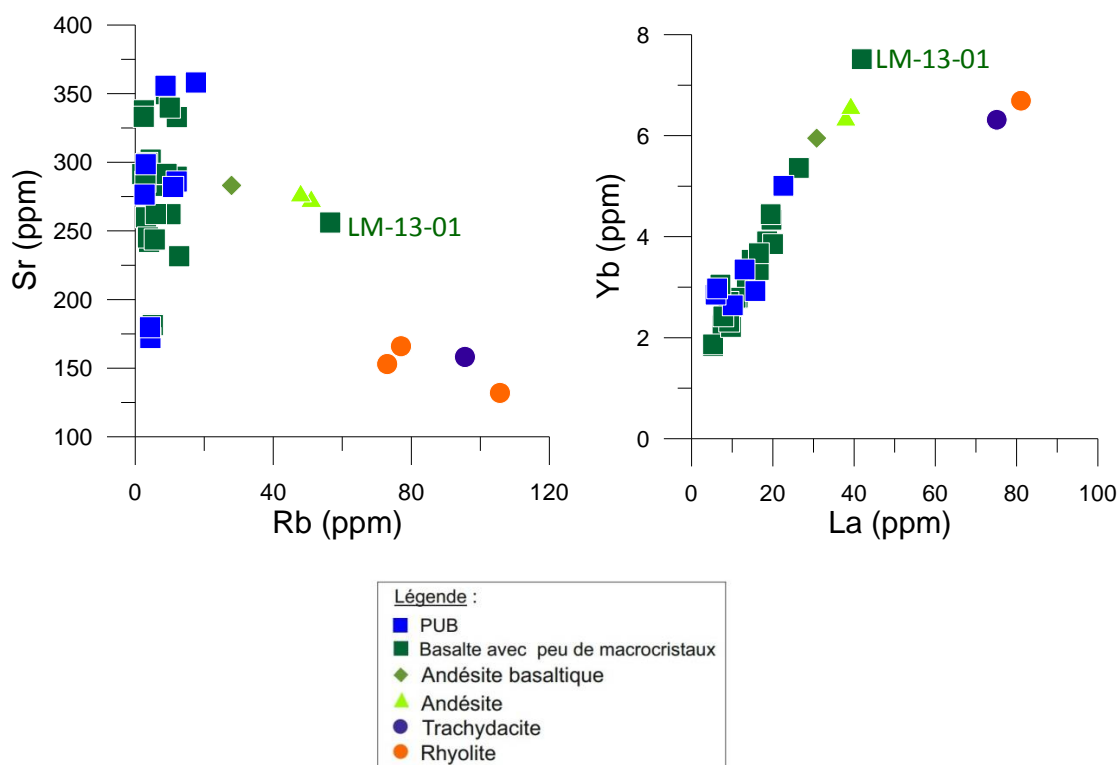


Figure 47 : Rapport d'éléments traces en fonction du type de roche. Les graphiques représentent le rubidium (Rb) en fonction du strontium (Sr) (incompatible/compatible) et le lanthane (La) en fonction de l'ytterbium (Yb) (ETR léger en fonction d'ETR lourd). Ces graphiques représentent l'évolution de la cristallisation fractionnée.

5.3 Plagioclases

Après l'étude de la roche totale, l'intérêt est porté maintenant sur l'effet minéral. Cette partie de l'étude portera sur les macrocristaux, la grande majorité étant composée de plagioclase, ce sera cette phase qui sera étudiée. Une étude à la microsonde électronique permet l'observation des éléments majeurs du plagioclase (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO , FeO , Na_2O et K_2O ; SrO et BaO étant en quantités inférieures à la limite de détection de l'appareil, ils n'ont donc pas pu être utilisés par la suite). Une étude au LA-ICP-MS permet cette fois-ci l'étude des éléments traces du plagioclase (Rb, Y, La, Ce, Pr, P, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu).

Pour l'étude à la microsonde, seize lames minces ont été analysées, à raison de trois à cinq macrocristaux de plagioclase chacune. Cet éventail est représenté par trois rhyolites, une trachydacite, deux andésites, une andésite basaltique et neuf basaltes dont cinq PUB. Lors de l'étude au LA-ICP-MS, huit lames minces ont été analysées (une rhyolite, une trachydacite, une andésite, une andésite basaltique, quatre basaltes dont trois PUB), à raison de quatre à cinq macrocristaux de plagioclases chacune. Lorsque les lames minces étaient les mêmes dans ces deux techniques d'analyse, il a été décidé d'utiliser les mêmes macrocristaux pour prendre les mesures.

5.3.1 Microsonde (Éléments majeurs)

À l'aide d'un diagramme ternaire (Na-Ca-K), il a été possible d'observer la composition d'éléments majeurs des macrocristaux de plagioclases de ces roches (Fig. 48). Sur ce diagramme, il est possible d'observer que les plagioclases de roches mafiques (basaltes et andésites basaltiques) sont les plus sodiques, tant dis que ceux des roches intermédiaires (andésite) sont moins calciques et que ceux des roches felsiques (trachydacite et rhyolites) qui sont légèrement plus sodiques.

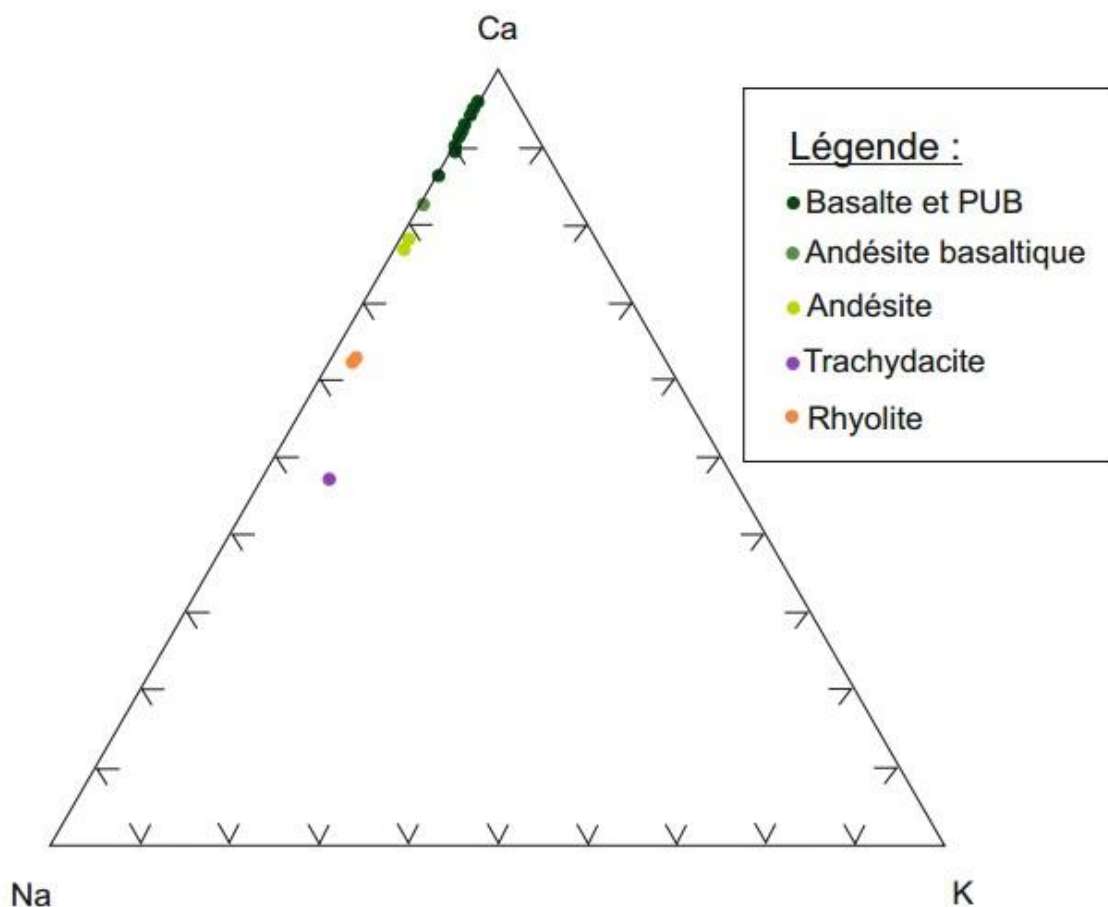


Figure 48 : Diagramme ternaire Na-Ca-K permettant la composition moyenne (cœurs et bordures) des plagioclases des roches.

La figure 49 représente l'écart entre les moyennes des valeurs de X_{An} , mesurées au cœur et en bordure des plagioclases de chaque type de roches analysés. Les variations ne semblent pas être très importantes (inférieures à cinq pour cent la plupart), cependant il est possible d'observer que les plagioclases des roches felsiques sont plus zonés pour leur contenu en CaO et Na₂O que ceux des roches mafiques. La figure 50 quant à elle représente les mesures de cœurs et de bordures pour chaque macrocristal de plagioclase analysé à la microsonde électronique.

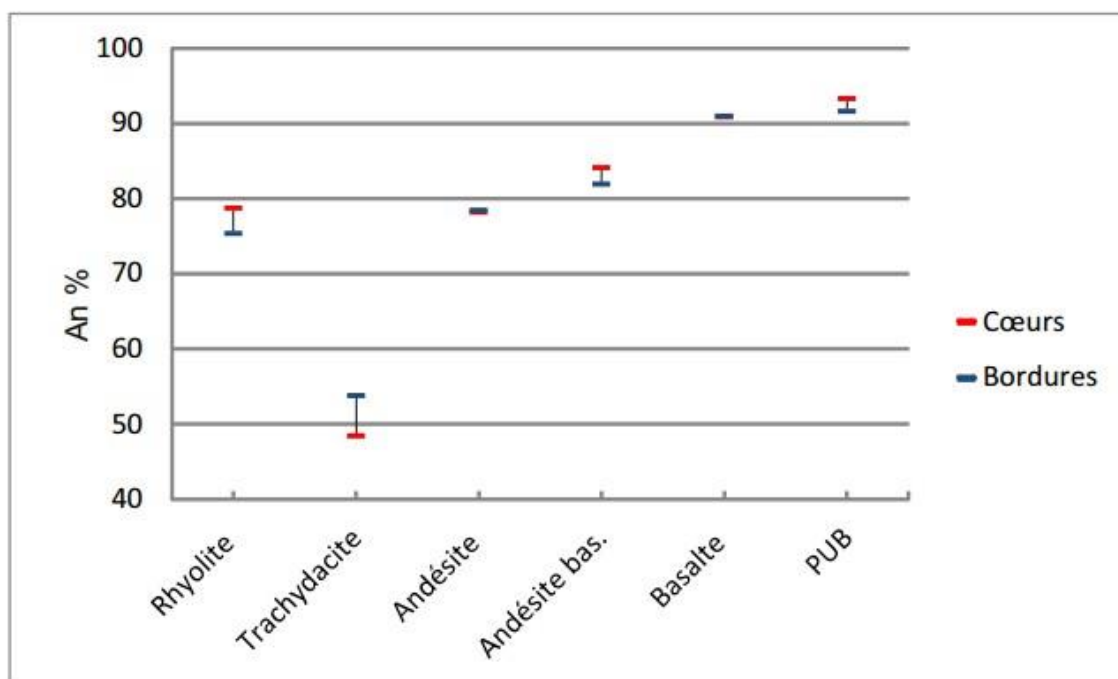


Figure 49 : Ecart de concentration moyenne en anorthite entre la bordure et le cœur des macrocristaux de plagioclases pour chaque type de roches. Les mesures des cœurs des plagioclases sont représentées en rouge, tandis que celles des bordures le sont en bleu.

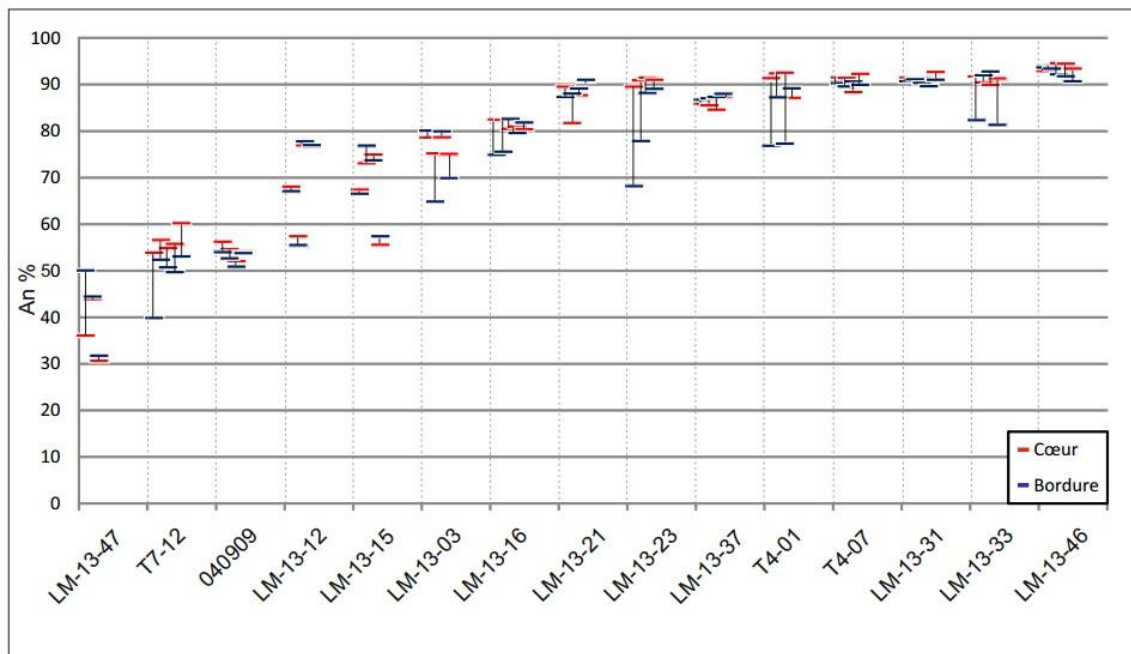


Figure 50 : Détail des concentrations en anorthite des macrocristaux de plagioclases pour chaque échantillon mesurés à la microsonde. En rouge se sont les données prises dans les cœurs des plagioclases et en bleu se sont les données prises dans les bordures des mêmes plagioclases.

5.3.2 LA-ICP-MS (Éléments traces)

Dans cette section, les éléments analysés aux LA-ICP-MS sont en fait les éléments traces soit des éléments terres rares ainsi que le rubidium (Rb), l'yttrium (Y), le baryum (Ba) et le strontium (Sr). Huit lames minces ont été sélectionnées dont une rhyolite, une trachydacite, une andésite, une andésite basaltique et quatre basaltes (dont trois PUB). Ce qui représente un total de trente-cinq macrocristaux de plagioclases analysés au LA-ICP-MS.

Les figures 51 et 52 représentent les patrons moyens des Éléments Terres Rares mesurés en bordures par des carrés et au cœur des macrocristaux de plagioclases par des ronds, pour chaque type de roches. Les roches felsiques semblent avoir de plus grandes quantités d'éléments traces

ETR (légers et lourds), par rapport aux roches plus mafiques. Pour chaque type de roches, les plagioclases contiennent plus d'ETR légers que d'ETR lourds.

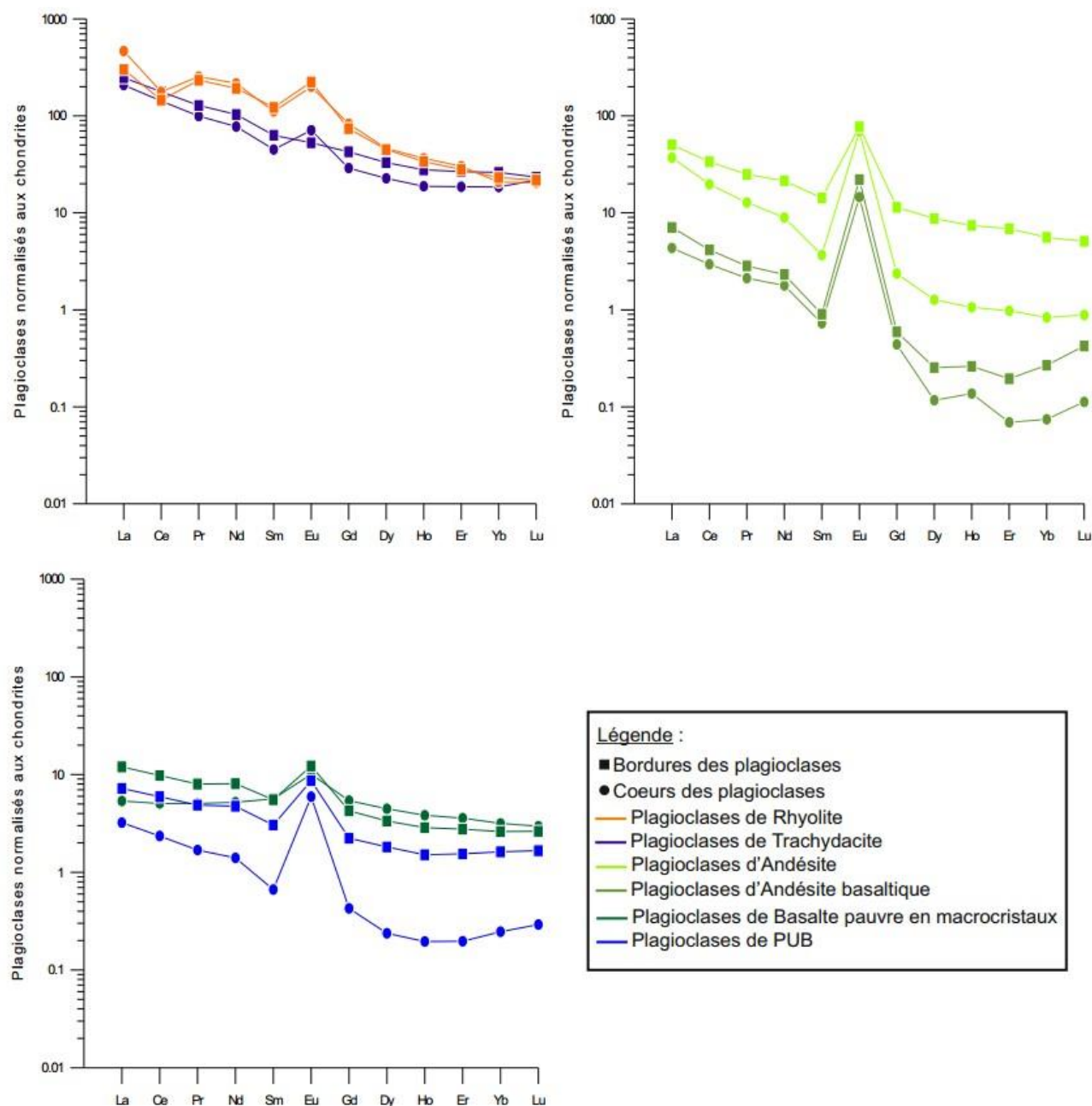


Figure 51 : Patron des éléments terres rares mesurés en bordures (symboles carrés) et aux cœurs (symboles ronds) des macrocristaux de plagioclases de trachydacites et de rhyolites, d'andésites basaltiques et d'andésites et de PUB et de basaltes avec peu de macrocristaux.

La figure 52 indique les champs de concentration des éléments traces (c'est-à-dire le maximum et le minimum observés pour chaque élément au LA-ICP-MS) divisé par la moyenne des plagioclases des basaltes pour les plagioclases de basaltes, d'andésite basaltiques, d'andésites, de trachydacite et de rhyolites. Il est possible d'observer que les plagioclases des rhyolites (roches felsiques) sont en général plus riches en éléments traces. Viennent ensuite les champs des trachydacites et des andésites puis ceux des andésites basaltiques et des basaltes. Le champ des basaltes est celui le plus étendu, peut-être est-ce dû à une plus grande variété d'échantillons par rapport aux autres types de roches.

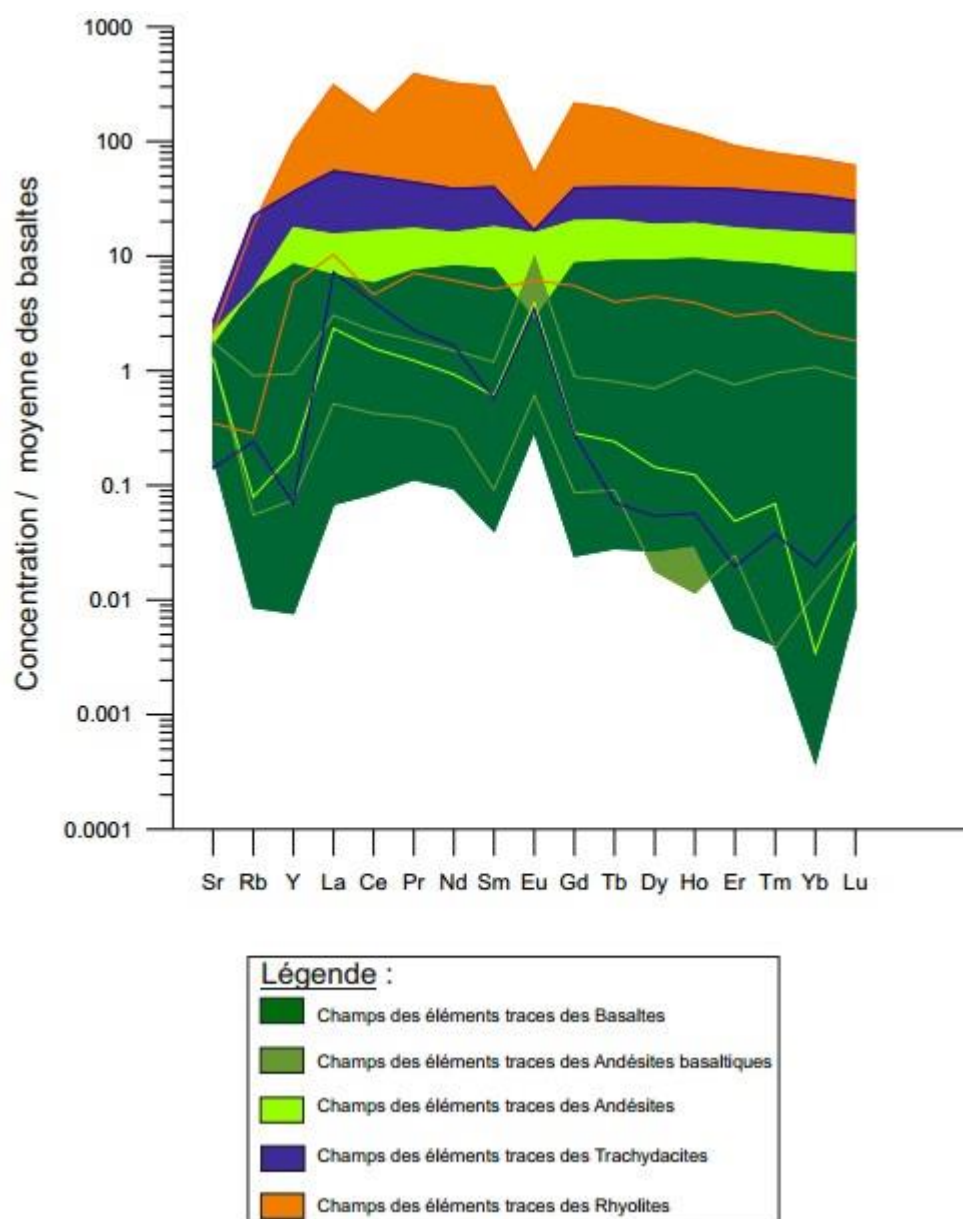


Figure 52 : Concentration de chaque élément trace dans les plagioclases (maximum et minimum) des basaltes, des andésites et des rhyolites divisé par la moyenne des plagioclases des basaltes afin d'uniformiser le graphique.

5.4 Discussion

5.4.1 Roche totale

5.4.1.1 *Éléments majeurs*

Comme attendu les oxydes : CaO , P_2O_5 , TiO_2 , MgO et le F_2O_3 se retrouvent en plus grande quantité dans les roches plus mafiques (basaltes, andésites basaltiques), tandis que les oxydes : Na_2O et K_2O se retrouvent en plus grande quantité dans les roches plus felsiques (rhyolites, trachydacites).

Pour le premier groupe d'oxyde (CaO , P_2O_5 , TiO_2 , MgO et le F_2O_3), leur plus forte concentration dans les roches plus mafiques est due à la cristallisation des plagioclases plus anorthitiques, des clinopyroxènes, de l'apatite, du complexe ilménite/magnétite et de l'olivine. En effet, ces minéraux cristallisent en premier, car leur composition est plus primitive, plus proche de la composition du manteau. Puis, pour le deuxième groupe d'oxydes (Na_2O et K_2O) leur plus forte concentration dans les roches plus felsiques est due à l'appauvrissement en Ca du liquide restant permettant la cristallisation de plagioclases plus proche du pôle albite ainsi qu'à l'incompatibilité du potassium dans les minéraux mafiques donc à son accumulation dans le liquide restant.

Pour l' Al_2O_3 , il est possible d'observer une très faible augmentation de sa concentration dans les roches mafiques puis d'une très faible diminution dans les roches felsiques. Il est très difficile d'évaluer ces fluctuations, car l'aluminium varie en concentration d'un plagioclase à l'autre et chaque type de roches a une ou plusieurs variétés de plagioclases avec différentes concentrations en aluminium.

Le fait que les PUB : T4-01 et T4-07 soient plus pauvres en fer et plus riches en aluminium que les autres basaltes, est peut-être dus au fait qu'ils sont composés principalement de plagioclases (pôle anorthite). En effet, 41 à 49% de leur composition est de macrocristaux de plagioclases.

Le basalte LM-13-01, ne semble pas provenir du même système volcanique, puisqu'il ne se trouve jamais dans la tendance des autres basaltes. Peut-être provient-il d'une lave d'un volcan voisin qui se serait étendue jusqu'aux coulées du volcan de Thingmúli.

5.4.1.2 Éléments traces

Le strontium (Sr) entre en substitution avec le calcium (Ca) dans les plagioclases, or comme il y a plus de plagioclases calciques dans les roches mafiques, il y a donc plus de possibilités de substitution, sa présence augmente donc dans les roches mafiques (cristallisation du plagioclase) par rapport aux roches felsiques (fractionnement du plagioclase).

Sur les graphiques de l'ytterbium (Yb) et de l'euporium (Eu) en fonction du zirconium (Zr) les roches felsiques (rhyolite et trachydacite) sont hors de la ligne de variation créée par les roches mafiques (basaltes) et intermédiaires (andésites). Cela serait dû au fractionnement de l'apatite, qui intègre ces éléments à sa composition.

Pour le graphique du lanthane (La) en fonction de l'ytterbium (Yb), il est possible de se rendre compte que lors de la cristallisation des basaltes, peu d'ETR lourds (Yb) sont introduits dans la composition des magmas, car plus incompatibles que les légers (La). Puis, plus le magma évolue, moins il y a de choix d'éléments dans le liquide restant, donc plus il y a introduction d'ETR lourd dans le magma felsique (cf. coefficient de partage, partie 4.3.2.1).

Pour les graphiques de l'ytterbium (Yb) et de l'euporium (Eu) en fonction du zirconium (Zr) les roches felsiques (rhyolite et trachydacite) sont en dehors de la ligne de variation, comme si elles

suivaient une autre tendance. Cela est dû à la diminution de phosphore (P) et au fractionnement de l'apatite (Brunfelt et Roelandts, 1974).

Dans tous les cas de figure étudié pour les éléments traces de l'échantillon LM-13-01 qui est un basalte, celui-ci ressort du lot en n'étant jamais en accord avec les tendances observés pour les basaltes du système volcanique de Thingmúli.

La figure 44 représente les écarts des valeurs maximales et minimales de la concentration en ETR pour les chaque type de roches normalisées aux chondrites. Il est possible de s'apercevoir que le plus grand champ de possibilités de concentration est celui des basaltes. Peut-être est-ce dû à la plus grande abondance de basaltes dans les échantillons récoltés.

5.4.2 Plagioclases

5.4.2.1 Détermination de l'origine des cristaux par les éléments majeurs (méthode de Namur et al. (2012))

Pour réussir à établir l'origine des macrocristaux et ainsi, définir s'ils sont en équilibre avec le liquide restant, l'approche de Namur et al. (2012) a donc été choisie. Cette dernière utilise les données obtenues à la microsonde pour les macrocristaux et les données obtenues par XRF pour la roche totale. Ici, les éléments majeurs utilisés sont le sodium (Na) et le calcium (Ca) afin de déterminer le pourcentage anorthite (X_{An}) des plagioclases de chaque roche.

Afin de vérifier si les plagioclases de quinze roches (voir tableau 5) sont en équilibre avec le liquide initial, dans lequel ils se sont formés, il a été décidé d'utiliser les calculs des équations 33, 34 et 35 créées par Namur et al. (2012). En effet, celles-ci permettent d'obtenir le X_{An} à partir des éléments majeurs du magmas des plagioclases des roches felsiques, intermédiaires et mafiques sans avoir recours à la température du magma plus ou moins inconnu dans notre cas.

Équation 33 de Namur et al. (2012) pour les roches mafiques et ultramafiques :

$$X_{An} = -2,71 + [0,55Si_8 - 0,44Al_8 + 0,35Fe_8 + 0,19Mg_8 + 0,19Ca_8 + 0,45Na_8] \\ + \left[1,09 \frac{Ca_8}{Ca_8 + Na_8} + 3,68 \frac{Al_8}{Al_8 + Si_8} \right]$$

Équation 34 de Namur et al. (2012) pour les roches mafiques et ultramafiques riches en alcalins :

$$X_{An} = -4,66 + [1,16Si_8 - 3,14Al_8 - 0,34Fe_8 - 0,16Mg_8 - 0,82Ca_8 + 0,58Na_8] \\ + \left[2,17 \frac{Ca_8}{Ca_8 + Na_8} + 16,48 \frac{Al_8}{Al_8 + Si_8} \right]$$

Équation 35 de Namur et al. (2012) pour les roches intermédiaires et felsiques :

$$X_{An} = 1,17 + [-0,22Si_8 + 0,94Al_8 - 0,49Fe_8 + 0,07Mg_8 + 0,41Ca_8 - 0,04Na_8] \\ + \left[0,31 \frac{Ca_8}{Ca_8 + Na_8} - 3,86 \frac{Al_8}{Al_8 + Si_8} \right]$$

Tableau 5 : Compilation des An calculées avec les formules de Namur et al. (2012) et celles observées à la microsonde.

	Échantillons	An calculé selon Namur et al. (2012)	An observé avec la microsonde
Rhyolites	040909	0,41	0,65
	T7-12	0,4	0,64
Trachydacite	LM-13-47	0,46	0,51
Andésites	LM-13-12	0,54	0,79
	LM-13-15	0,55	0,78
Andésite basaltique	LM-13-03	0,64	0,83
Basaltes	LM-13-21	0,76	0,92
	LM-13-23	0,85	0,91
	LM-13-33	0,73	0,93
	LM-13-37	0,77	0,91
PUB	LM-13-16	0,67	0,86
	LM-13-31	0,74	0,94
	LM-13-46	0,78	0,95
	T4-01	0,96	0,91
	T4-07	0,95	0,94

Selon Namur et al. (2012), pour que les plagioclases d'une roche soient en équilibre avec celles du liquide dans lequel ils se sont formés, leurs pourcentages d'anorthite (X_{An}) calculés avec ses formules grâce aux données roche totale obtenues avec le XRF doivent être semblables à ceux observés grâce aux données obtenues avec la microsonde, c'est-à-dire suivre la courbe $f(x) = x$.

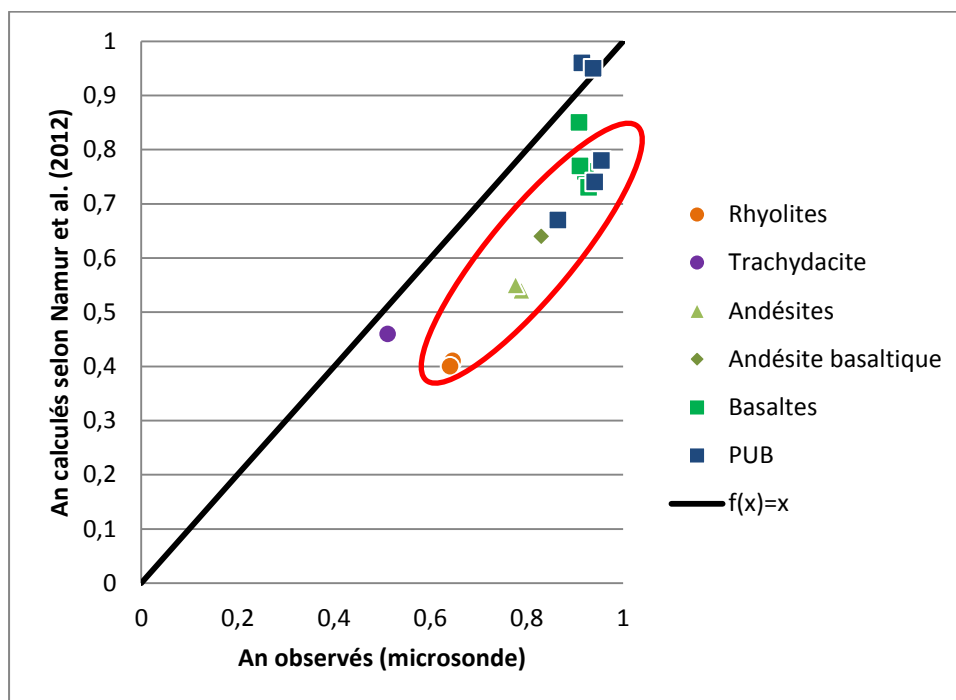


Figure 53 : Graphique représentant X_{An} obtenue à partir des formules de Namur grâce au XRF en fonction du X_{An} obtenues à partir de la moyenne des données (cœurs et bordures des grains) de la microsonde pour les plagioclases de six types de roches (rhyolite, trachydacite, andésite, andésite basaltique, basaltes et PUB).

D'après la Fig. 53 il est possible d'observer qu'il n'y a que quatre roches (deux PUB, un basalte et une trachydacite) dont les plagioclases sont assez proches (0,6 à 5% d'écart) de la courbe $f(x)=x$ et onze autres qui sont alignés, mais sous la courbe $f(x)=x$.

Les onze autres points semblent indiquer que les plagioclases des roches observées ne sont pas en équilibre avec le liquide qui les entoure (voir tableau 7). Cependant, ces derniers (encerclés par une ellipse rouge) semblent s'aligner sur une courbe d'équilibre avec un liquide qui aurait une composition plus riche en calcium que celui dans lequel ils se trouvent maintenant. Cela impliquerait que, ces plagioclases se seraient formés dans un magma plus primitif (plus riche en calcium) et donc qu'ils seraient en fait des non pas des phénocristaux, mais plutôt des antécristaux.

5.4.2.2 Détermination de l'origine des cristaux par les éléments traces (méthode du Coefficient de partage (D))

Afin de confirmer la réponse à la question : « est-ce que les plagioclases sont en équilibre avec les magmas? », un calcul du coefficient de partage des éléments traces de plagioclases de différentes roches a été effectué à l'aide des données roches totales obtenue au XRF et des données obtenues avec le LA-ICP-MS sur les plagioclases. Les résultats moyens des coefficients de partage (D) de quatre basaltes (dont trois PUB), d'une andésite basaltique, d'une andésite et d'une rhyolite ont été compilés dans le tableau 6.

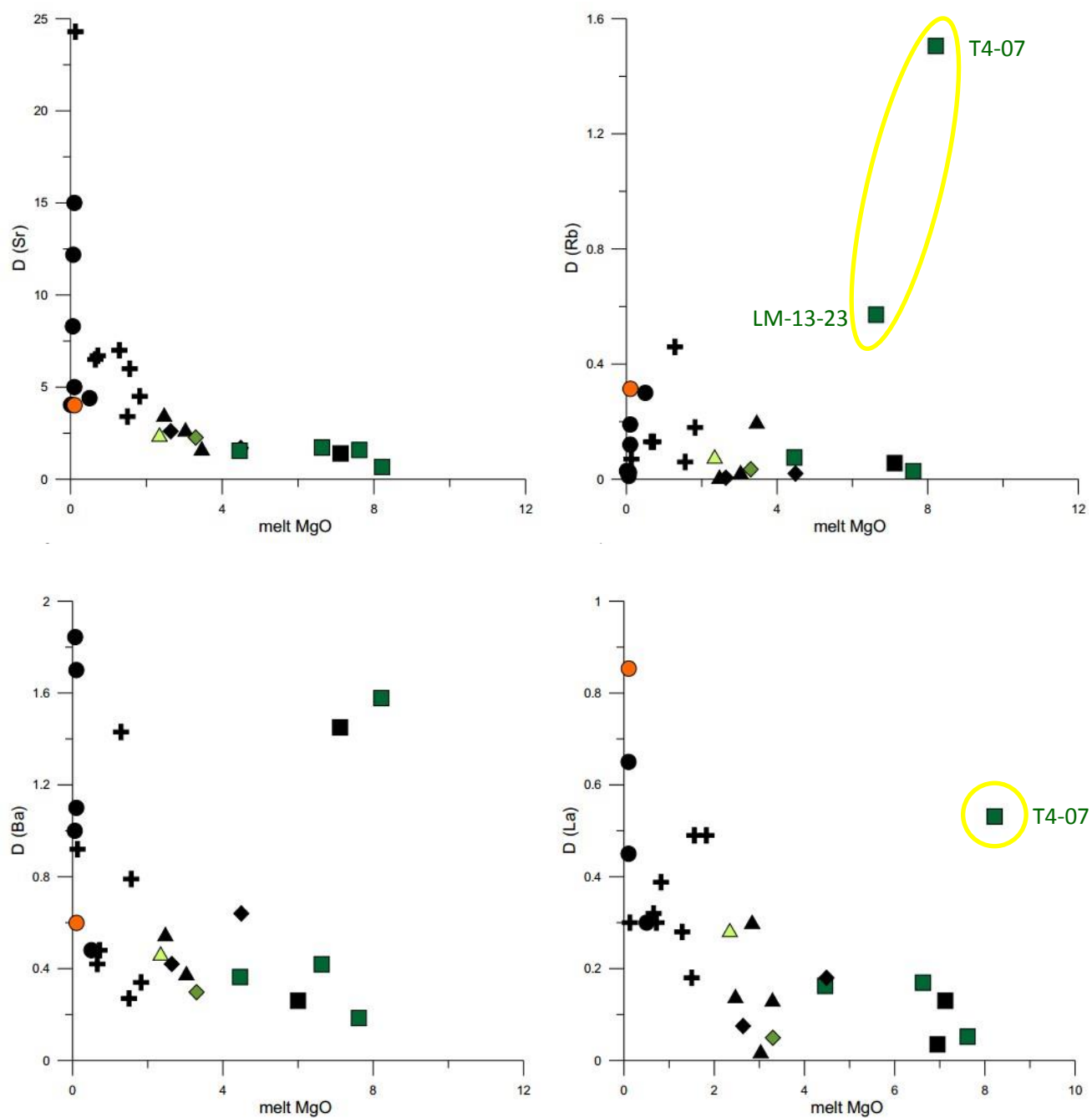
Le coefficient de partage (D) permet de quantifier la concentration d'un élément trace contenu dans un minéral qui précipite. Celui-ci permet donc d'indiquer si un élément trace est compatible avec un élément majeur afin de substituer ce dernier dans un minéral quelconque. Le coefficient de partage correspond donc au rapport entre la concentration d'un élément dans le minéral en question et la concentration de ce même élément dans le liquide magmatique lorsque les conditions sont à l'équilibre. Cet équilibre est le moment où il y a une égalité entre les potentiels chimiques du minéral et du liquide magmatique. Le tableau 6 représente la moyenne des coefficients de partages des plagioclases selon différents types de roches.

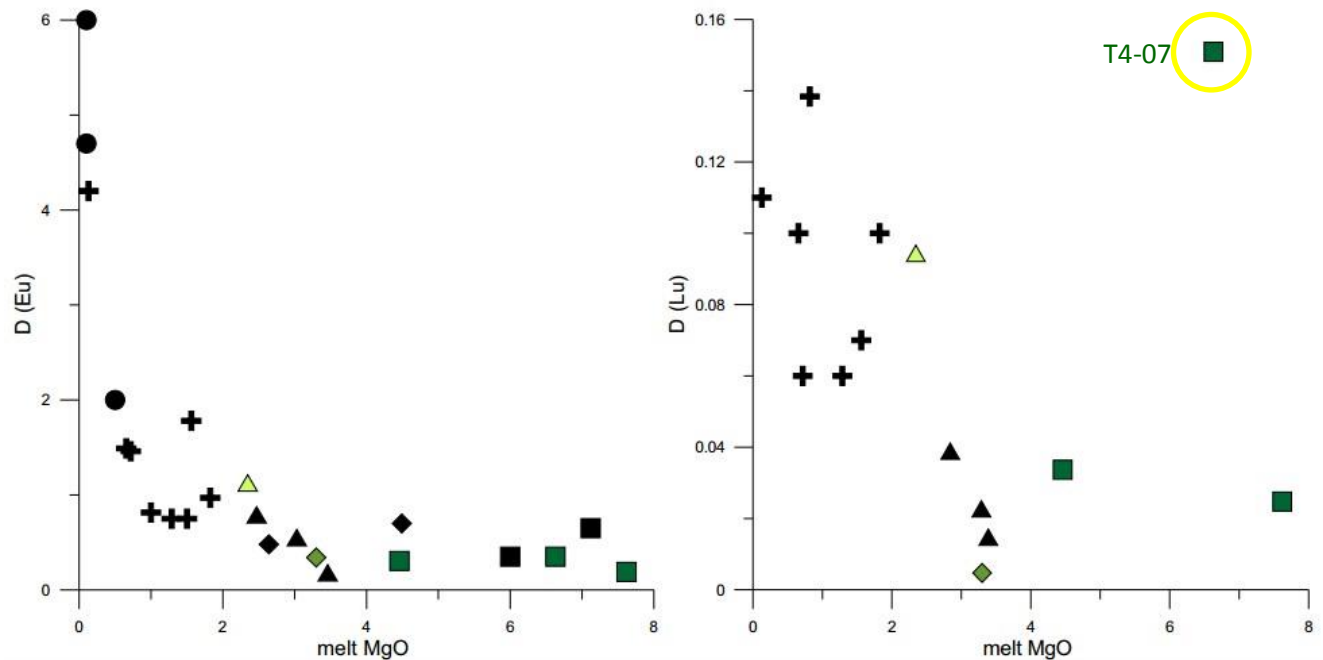
Tableau 6 : Principaux coefficients de partage calculés pour les plagioclases de sept roches (une rhyolite, une andésite, une andésites basaltique et quatre basaltes dont trois PUB).

Coefficients de partage	T7-12	LM-13-12	LM-13-03	LM-13-23	LM-13-16	LM-13-46	T4-07
	<i>Rhyolite</i>	<i>Andésite</i>	<i>Andésite Basaltique</i>	<i>Basalte</i>	<i>PUB</i>	<i>PUB</i>	<i>PUB</i>
D (Rb)	0,31	0,08	0,03	0,57	0,07	0,03	1,50
D (Sr)	4,01	2,42	2,26	1,72	1,55	1,59	0,66
D (Y)	0,4	0,11	0,01	0,14	0,04	0,02	0,13
D (Ba)	0,6	0,46	0,3	0,42	0,36	0,18	1,58
D (La)	0,85	0,28	0,05	0,17	0,16	0,05	0,53
D (Ce)	0,50	0, 2	0,03	0,15	0,13	0,04	0,26
D (Pr)	/	0,16	0,02	0,15	0,12	0,04	/
D (Nd)	/	0,15	0,02	0,16	0,11	0,04	/
D (Sm)	/	0,12	0,01	0,15	0,07	0,03	/
D (Eu)	/	1,12	0,34	0,35	0,30	0,19	/
D (Gd)	/	0,13	0,01	0,16	0,06	0,03	/
D (Dy)	/	0,12	0,005	0,15	0,04	0,02	/
D (Ho)	/	0,12	0,005	0,15	0,03	0,02	/
D (Er)	/	0,11	0,003	0,14	0,04	0,02	/
D (Yb)	/	0,10	0,005	0,15	0,04	0,02	/
D (Lu)	/	0,09	0,004	0,15	0,03	0,02	/

*/ = données indisponibles

À des fins de comparaison, ces données ont été comparées à la littérature notamment aux coefficients de partage des plagioclases des roches volcaniques de la base de données compilée par Bédard (2006) (Fig. 54).





Légende :

- | | |
|-----------------------------|--|
| ■ Nos basaltes | ■ Basaltes de la compilation de Bédard (2006) |
| ◆ Notre andésite basaltique | ◆ Andésites basaltiques de la compilation de Bédard (2006) |
| ▲ Notre andésite | ▲ Andésites de la compilation de Bédard (2006) |
| ● Notre Rhyolite | ● Rhyolites de la compilation de Bédard (2006) |
| | ✚ Dacites de la compilation de Bédard (2006) |

Figure 54 : Comparaison des coefficients de partage (D) du strontium (Sr), du rubidium (Rb), du baryum (Ba), du lanthane (La), de l'euparium (Eu) et du lutécium (Lu) de nos données en fonction du melt MgO (roche totale) et des données de roches volcaniques de la littérature, compilées par Bédard (2006).

Sur cette figure les carrés représentent les basaltes (en tout genre), les losanges les andésites basaltiques, les triangles les andésites, les croix les dacites et les ronds les rhyolites. En couleur, il s'agit des données de cette étude et en noir des données compilées par Bédard (2006). Les cercles et

ellipses jaunes mettent en évidence les roches dont les macrocristaux ne semblent pas suivre la tendance générale de la littérature.

Il est possible de s'apercevoir que pour le baryum (Ba) et le strontium (Sr), qui sont des éléments compatibles avec le plagioclase ainsi que pour l'euporium (Eu), que la tendance générale des données de la littérature et de cette étude se rejoignent et semblent bien corrélées.

Pour les autres éléments (Rb, La, et Lu), il est possible d'observer que les macrocristaux des roches observées semblent pour la plupart assez bien corrélés sauf pour les basaltes LM-13-23 et T4-07.

Il y a deux types de cas de figure dans ces résultats. Il y a premièrement des macrocristaux qui suivent la tendance c'est-à-dire, qui sont en accord avec les données de la littérature (Bédard, 2006). C'est-à-dire des macrocristaux de plagioclases qui sont en équilibre avec le liquide dans lequel ils se trouvent maintenant, soit le liquide final. Puis, deuxièmement, certains macrocristaux (de T4-07 et LM-13-23) ont un coefficient de partage en accord avec la tendance générale pour les éléments compatibles avec les plagioclases (Sr, Ba, Eu) donc semblent avoir un lien avec le liquide autour d'eux. Cependant, à l'opposé pour les éléments incompatibles (Rb, La, Lu) les coefficients de partage de T4-07 et LM-13-23 sont très éloignés de la tendance générale. Cela signifie donc que la majorité des macrocristaux de T4-07 et LM-13-23 seraient en déséquilibre avec le liquide dans lequel ils se trouvent (voir tableau 7).

Donc d'après ce qui est observé, il est possible d'envisager que la plupart des macrocristaux de T7-12 (rhyolite), LM-13-12 (andésite), LM-13-03 (andésite basaltique), LM-13-16 et LM-13-46 (basaltes) soient des antécristaux par rapport au liquide initial. C'est-à-dire, que ces macrocristaux ne proviennent pas du liquide initial. Quant aux macrocristaux de LM-13-23 et de T4-07, en déséquilibre avec le liquide final semblent donc être des phénocristaux du liquide initial. C'est-à-

dire, que ces macrocristaux ne proviennent pas du liquide final mais plutôt du liquide initial. De plus, dans le cas de T4-07, les résultats semblent tellement plus élevés et éloignés des autres basaltes qu'il se pourrait que cet échantillon contienne des xénocristaux provenant d'un autre magma n'ayant aucun lien avec le liquide dans lequel sont retrouvés ces macrocristaux (Davidson et al., 2007).

Tableau 7 : Récapitulatif des plagioclases en équilibre ou en déséquilibre avec le liquide final ou le liquide initial. Les « ? » signifie qu'il n'y a pas assez de preuve pour indiquer si les macrocristaux de plagioclases sont en équilibre ou non avec le liquide.

Nom de l'échantillon	Type de roche	Liquide initial (X_{An})	Liquide final (D)
T7-12	rhyolite	déséquilibre	équilibre
40909	rhyolite	déséquilibre	équilibre
LM-13-12	andésite	déséquilibre	équilibre
LM-13-15	andésite	déséquilibre	équilibre
LM-13-03	andésite b.	déséquilibre	équilibre
LM-13-16	PUB	déséquilibre	équilibre
LM-13-46	PUB	déséquilibre	équilibre
LM-13-31	PUB	déséquilibre	équilibre
LM-13-21	basalte	déséquilibre	équilibre
LM-13-33	basalte	déséquilibre	équilibre
LM-13-37	basalte	déséquilibre	équilibre
LM-13-47	trachydacite	équilibre	?
LM-13-23	basalte	équilibre	déséquilibre
T4-07	PUB	équilibre	déséquilibre
T4-01	PUB	équilibre	?

5.4.3 Fractionnement des plagioclases avec Bilan de masse

5.4.3.1 Bilan de masse

Le bilan de masse permet d'apporter une réponse à la question : est-ce que le fractionnement des plagioclases observés dans les laves permet d'effectuer la variation de composition observé entre les différentes laves ?

Il est intéressant d'avoir une idée de la composition du liquide restant, c'est-à-dire de la composition de la matrice sans les macrocristaux, car cela permet d'observer l'évolution du magma. Après avoir reçu les résultats de l'analyse des éléments majeurs roche totale de la fluorescence X, de l'analyse de la microsonde électronique des éléments majeurs des macrocristaux de plagioclases ainsi que le pourcentage de macrocristaux de plagioclase, il est possible d'approximer la composition en éléments majeurs du liquide restant. En effet avec l'équation (1), et le silicium comme exemple,

$$\left(\% \text{ Si}_{\text{rt}} - \left(\% \text{ Si}_{\text{m}} \times \frac{\% \text{ m}}{100} \right) \times \frac{1}{1 - \frac{\% \text{ m}}{100}} \right) = \% \text{ Si}_{\text{lr}} \quad (1)$$

Avec,

- % : pourcentage de
- rt : roche totale
- m : macrocristaux
- lr : liquide restant

il est possible d'obtenir la composition approximative pour chaque éléments majeurs du liquide restant. Les résultats qui ont été compilés dans le tableau 8.

Tableau 8 : Composition approximative des éléments majeurs des liquides restants de seize échantillons triés selon leur lithologie.

Échantillon	Lithologie	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Total
T7-12	Rhyolite	72,06	0,34	13,12	0,16	0,79	0,11	4,49	4,50	2,88	98,45
040909	Rhyolite	71,74	0,36	12,96	0,10	1,13	0,18	4,80	4,31	2,87	98,44
LM-13-47	Trachydacite	66,99	0,61	14,35	1,00	2,61	0,13	5,46	5,31	3,75	100,22
LM-13-12	Andésite	58,46	1,77	14,41	2,34	5,69	0,25	10,64	3,27	2,10	98,94
LM-13-15	Andésite	56,52	1,82	14,13	2,34	6,22	0,22	11,59	3,20	1,99	98,03
LM-13-03	Andésite bas	52,86	2,76	11,89	3,30	8,77	0,26	14,50	2,33	1,19	97,86
LM-13-21	Basalte	47,02	2,58	13,62	6,27	11,01	0,20	15,48	2,42	0,32	98,92
LM-13-23	Basalte	46,34	2,25	13,83	6,63	11,29	0,15	14,04	2,20	0,27	97,00
LM-13-33	Basalte	49,99	2,51	12,79	5,43	11,13	0,22	14,88	2,87	0,43	100,27
LM-13-37	Basalte	46,15	3,18	10,43	6,58	10,09	0,27	17,89	2,68	0,75	98,01
LM-13-16	PUB	50,43	3,15	12,59	4,46	9,81	0,23	15,01	2,56	0,79	99,03
LM-13-31	PUB	50,25	2,38	14,00	5,78	10,99	0,19	13,68	2,81	0,63	100,72
LM-13-46	PUB	49,83	1,78	12,15	7,62	13,12	0,22	14,50	2,20	0,20	101,61
T4-01	PUB	45,45	2,47	11,83	9,46	9,77	0,26	17,38	1,71	0,35	98,69
T4-07	PUB	47,01	2,24	13,52	8,22	9,83	0,22	15,34	2,47	0,34	99,19

5.4.3.2 Comportement du liquide restant :

Après avoir réalisé un bilan de masse, il a donc été possible d'observer l'évolution entre le contenu en éléments de la roche totale et du liquide restant (voir Fig. 55 à 58).

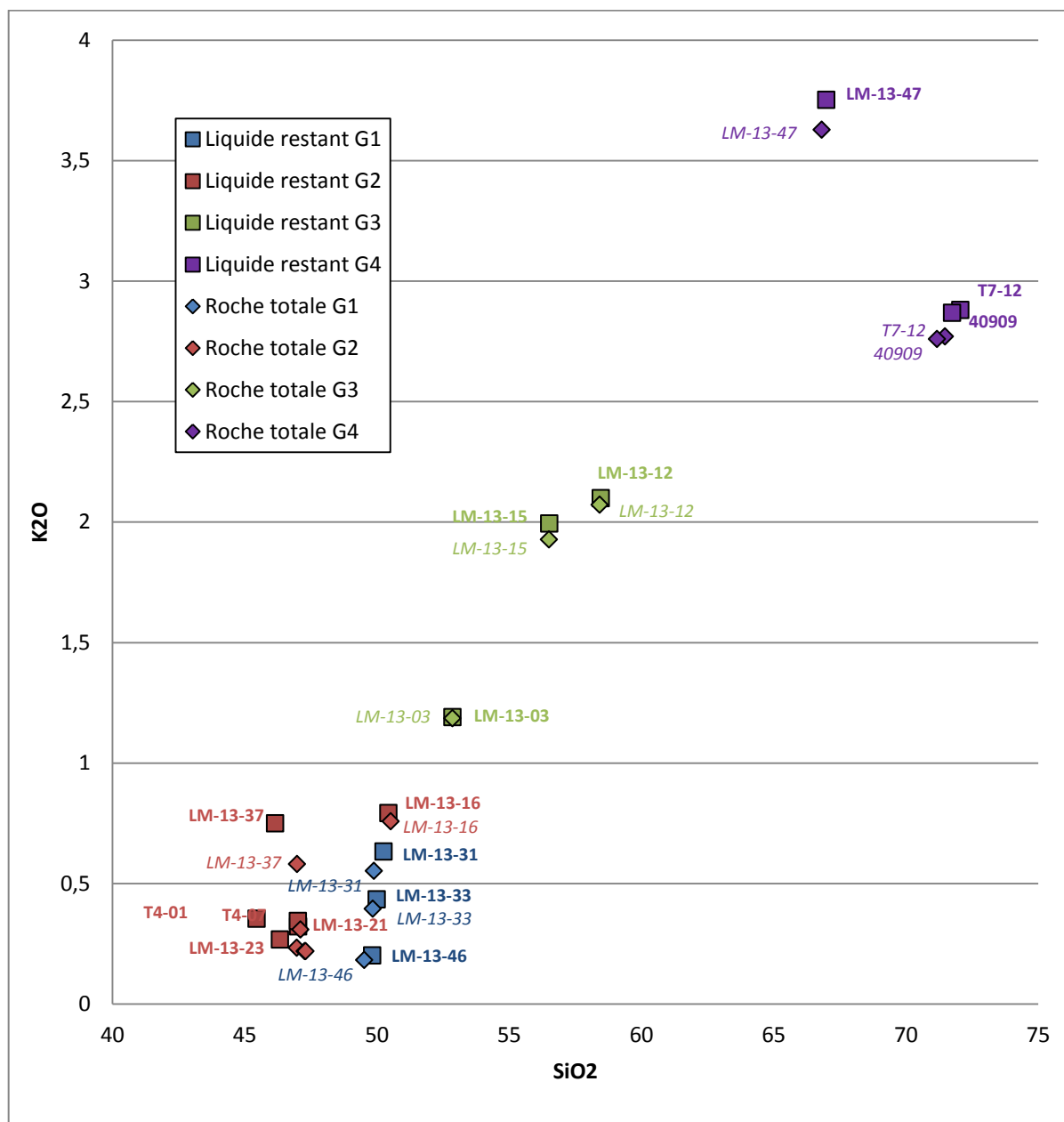


Figure 55 : Pourcentage de potassium en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes. Sur ce graphique, il est possible d'observer que pour le premier et le quatrième groupe (symboles bleus et violets) que le liquide restant est plus enrichi en K_2O et SiO_2 que la roche totale alors que pour le deuxième groupe (symboles rouges) le liquide restant est plus enrichi en K_2O et appauvri en SiO_2 par rapport à la roche totale. Cependant, pour le troisième groupe (symboles verts) le liquide restant est plus enrichi en K_2O et avec le même pourcentage de SiO_2 que la roche totale.

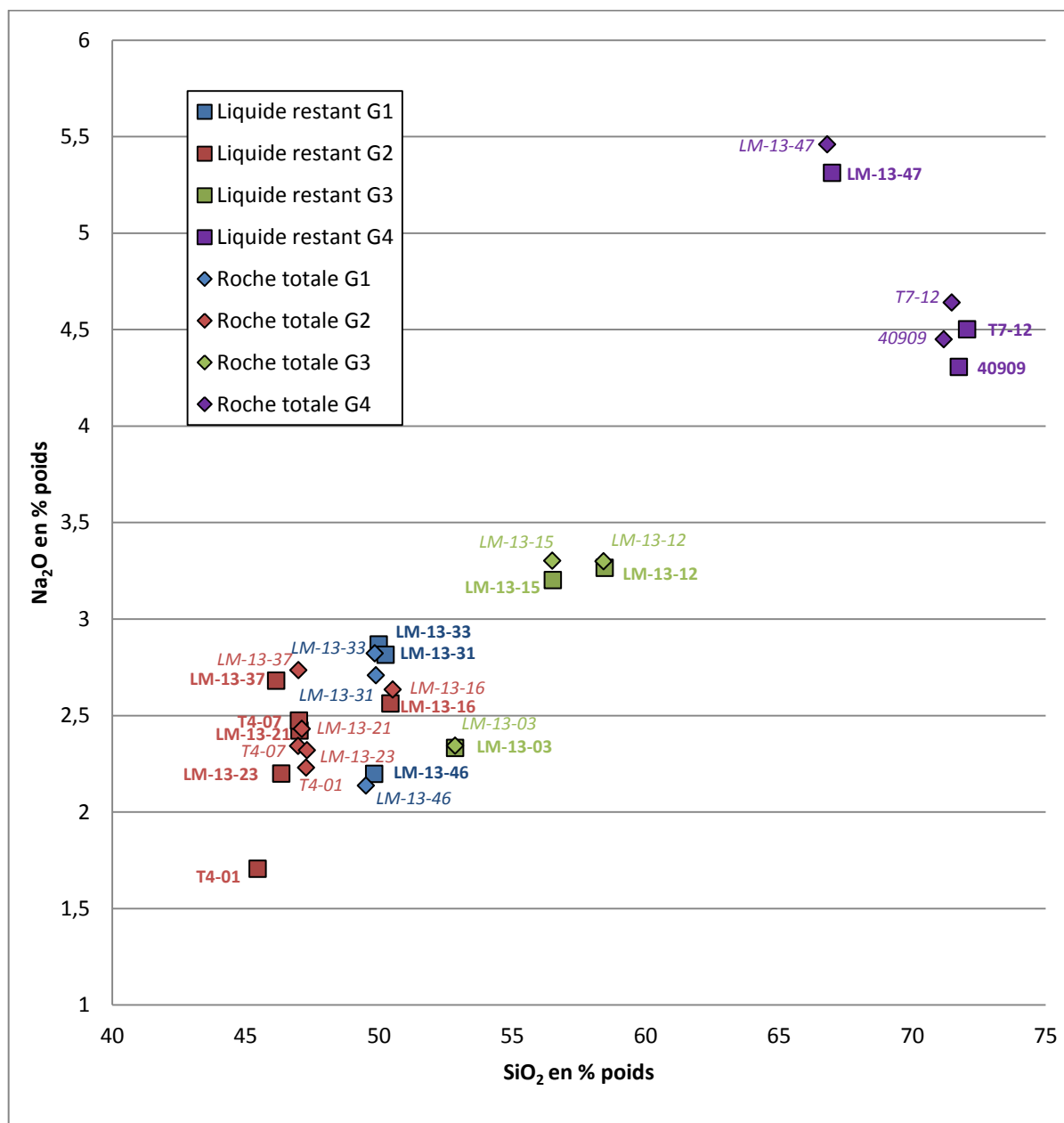


Figure 56 : Pourcentage de sodium en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes. Sur ce graphique, il est possible d'observer que pour le premier groupe (symboles bleus) que le liquide restant est plus enrichi en Na_2O et SiO_2 que la roche totale. Le deuxième groupe (symboles rouges), quant à lui, pour le liquide restant est plus appauvri en Na_2O et SiO_2 par rapport à la roche totale. Cependant, pour le troisième groupe (symboles verts) le liquide restant est plus appauvri en Na_2O et avec le même pourcentage de SiO_2 que la roche totale. Le quatrième groupe (symboles violets) est plus enrichie en Na_2O dans la roche totale que le liquide restant, cependant le liquide restant est plus riche en SiO_2 .

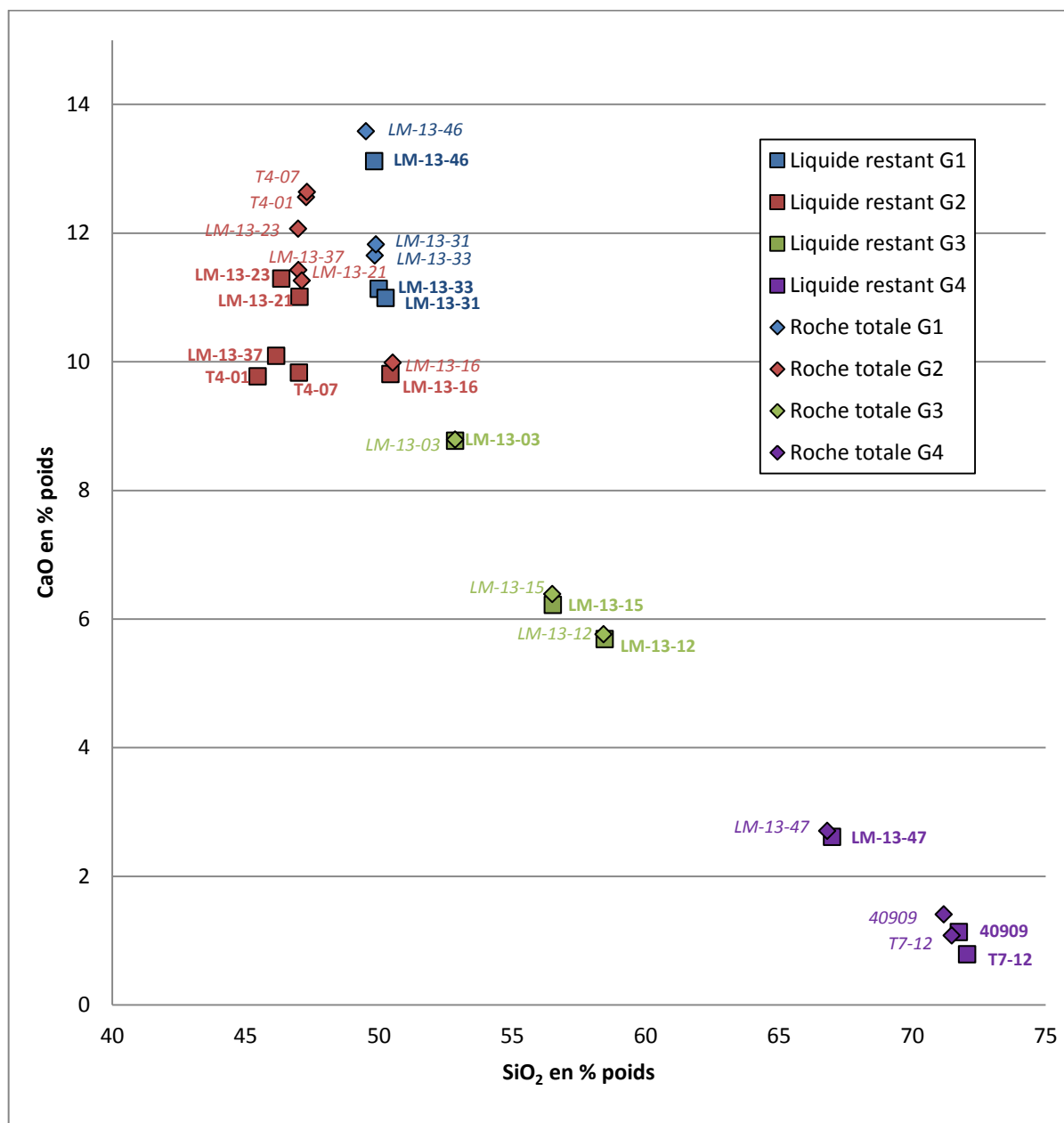


Figure 57 : Pourcentage de calcium en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes. Sur ce graphique, il est possible d'observer que pour le premier et le quatrième groupe (symboles bleus et violets) que le liquide restant est plus appauvri en CaO et plus enrichi SiO₂ que la roche totale alors que pour le deuxième groupe (symboles rouges) le liquide restant est plus appauvri en CaO et en SiO₂ par rapport à la roche totale. Cependant, pour le troisième groupe (symboles verts) le liquide restant est plus appauvri en CaO et avec le même pourcentage de SiO₂ que la roche totale.

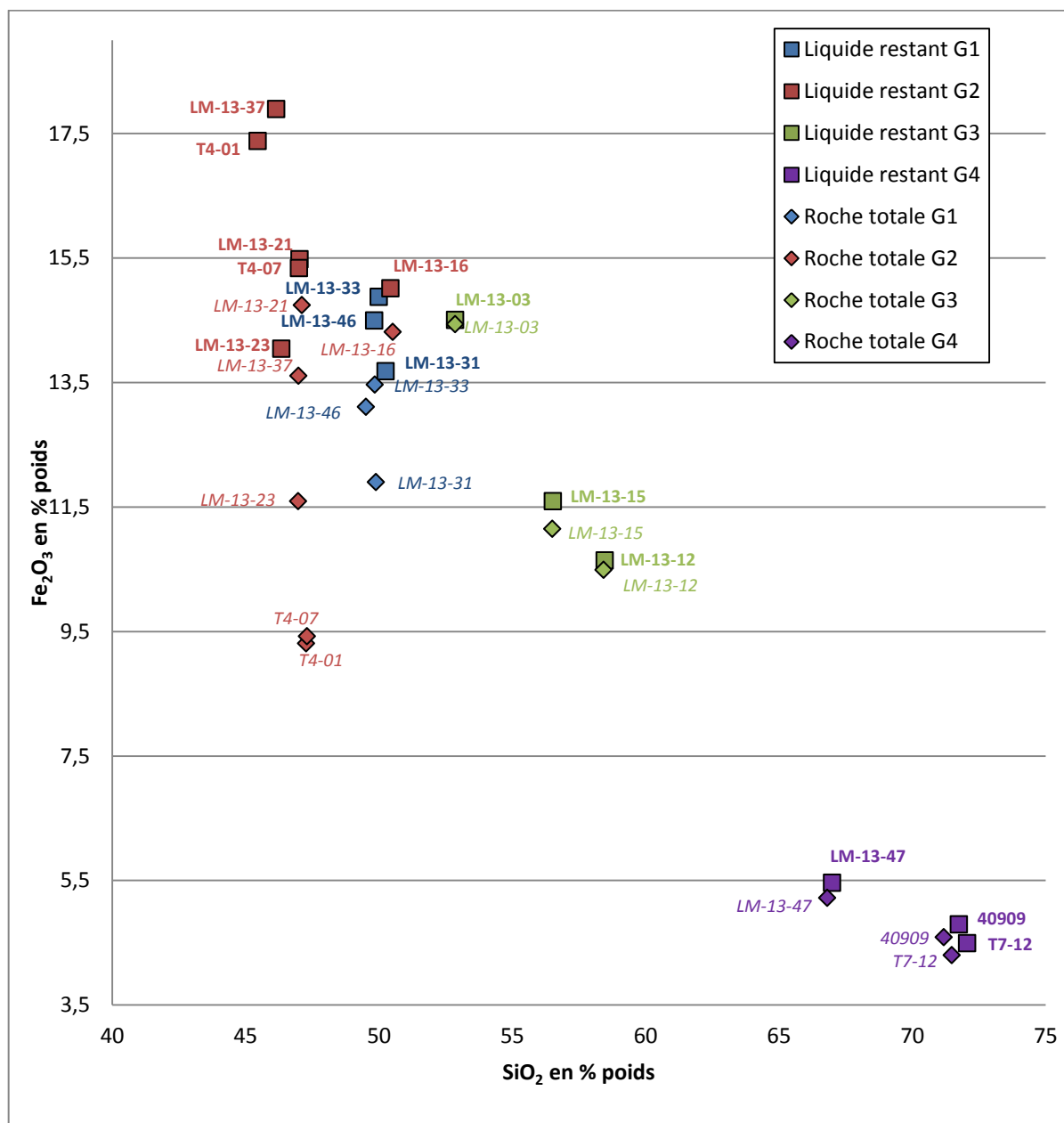


Figure 58 : Pourcentage d'oxyde ferrique en fonction du pourcentage de silice pour les roches totales et les liquides restants pour les quatre groupes. Sur ce graphique, il est possible d'observer que pour le premier et le quatrième groupe (symboles bleus et violets) que le liquide restant est plus enrichi en Fe_2O_3 et en SiO_2 que la roche totale alors que pour le deuxième groupe (symboles rouges) le liquide restant est plus enrichi en Fe_2O_3 et appauvri en SiO_2 par rapport à la roche totale. Cependant, pour le troisième groupe (symboles verts) le liquide restant est plus enrichi en Fe_2O_3 et avec le même pourcentage de SiO_2 que la roche totale.

Pour observer l'influence des macrocristaux de plagioclase sur le comportement de la roche totale, pour un même échantillon deux points ont été ajoutés, l'un représentant la roche totale et l'autre le liquide restant sur un graphique du pourcentage poids d'un élément (ici K_2O , Na_2O , CaO et Fe_2O_3) en fonction du pourcentage poids de la silice (SiO_2). L'étude de la direction du vecteur allant du liquide restant vers la roche totale a permis de différencier quatre groupes d'échantillons ayant dans chacun de ces groupes, tous le même comportement (direction). Le premier et le deuxième groupe sont composés de basaltes (y compris de PUB) (Tab. 9). Le troisième groupe est composé d'une andésite basaltique et de deux andésites (Tab. 9). Enfin, le quatrième groupe est composé d'une trachydacite et de deux rhyolites (Tab. 9). Sur les graphiques suivants (Fig. 55, 56, 57 et 58), le premier groupe est représenté par des symboles bleus, le deuxième groupe est représenté par des symboles rouges, le troisième par des symboles verts et le quatrième par des symboles violets, les losanges représente la composition de la roche totale et les carrés la composition du liquide restant.

Tableau 9 : Récapitulatif du groupe et de la lithologie de chaque échantillon utilisé dans cette étude.

Groupe	Nom de l'échantillon	Lithologie
1	LM-13-31	PUB
1	LM-13-33	Basalte
1	LM-13-46	PUB
2	LM-13-16	PUB
2	LM-13-21	Basalte
2	LM-13-23	Basalte
2	LM-13-37	Basalte
2	T4-01	PUB
2	T4-07	PUB
3	LM-13-03	Andésite basaltique
3	LM-13-12	Andésite
3	LM-13-15	Andésite
4	LM-13-47	Trachydacite
4	040909	Rhyolite
4	T7-12	Rhyolite

Le liquide restant est composé de la roche totale auquel on a enlevé la composition des macrocristaux de plagioclases en fonction de leur pourcentage. Donc la composition du liquide restant représentant ce qui n'a pas été pris par les macrocristaux de plagioclases. D'après les figures 55, 56, 57 et 58, il y a plus de fer et de potassium dans le liquide restant ce qui est logique, car ils ne sont pas censés rentrer dans la composition chimique d'un plagioclase $((\text{Na,Ca})\text{Al}(\text{Si,Al})\text{Si}_2\text{O}_8)$. Inversement pour le calcium et le sodium qui sont les éléments majeurs des plagioclases. Cependant pour les échantillons LM-13-31, LM-13-33 et LM-13-46 il y a plus de sodium dans la roche le liquide restant que dans la roche totale, car ces plagioclases sont plus calciques (plus proche du pôle anorthite) que ceux des autres échantillons (voir Fig. 59), et donc ont moins de sodium dans leur composition.

Il est aussi possible d'observer dans tous ces graphiques (Fig. 55, 56, 57 et 58) que les basaltes du premier groupe (LM-13-31, LM-13-33 et LM-13-46 ; symboles bleus) sont en général plus riches en silice que ceux du deuxième groupe (LM-13-16, LM-13-21, LM-13-23, LM-13-37, T4-01 et T4-07; symboles rouges). Cela pourrait s'expliquer par une analogie à la série de Bowen expliquant que les basaltes du premier groupe seraient plus primitifs que ceux du deuxième groupe, hormis pour LM-13-16 qui s'en rapproche.

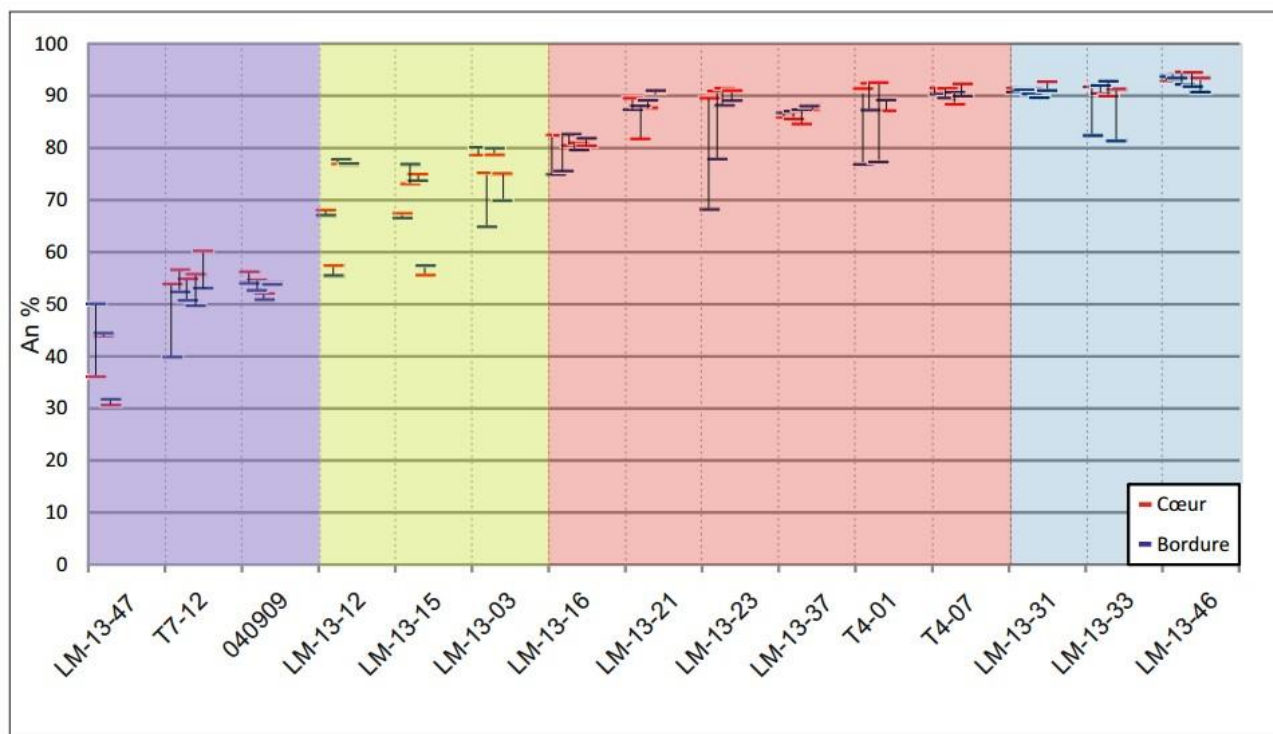


Figure 59 : Graphique représentant le pourcentage anorthite dans les plagioclases des échantillons utilisés pour le bilan de masse (échantillons divisés en quatre groupes selon le comportement liquide restant et de la roche totale), observés à la microsonde. En rouge se sont les données prises dans les cœurs des plagioclases et en bleu se sont les données prises dans les bordures des mêmes plagioclases. Les données dans la plage bleue représentent les données du groupe 1, dans la plage rouge, celle du groupe 2, dans la plage verte les données du groupe 3 et enfin dans la plage violette, les données du groupe 4.

Sur la figure 59, il est possible d'observer que les plagioclases des roches du premier groupe (dont les compositions roches totales des basaltes sont plus faibles en SiO_2 et Na_2O et plus riches en CaO que le liquide restant) sont les plus riches en calcium (Ca) impliquant que le sodium (Na) se retrouve en plus grande quantité dans le liquide restant, et qu'au moment de la cristallisation de ces macrocristaux le liquide était appauvri en sodium (Na). Viennent ensuite ceux du deuxième groupe composé de basaltes et de PUB (dont les compositions roches totales des basaltes sont plus riches en SiO_2 et Na_2O et CaO que le liquide restant), puis les plagioclases du troisième groupe

composés de roches intermédiaires soit d'andésites et d'une andésite basaltique. Enfin, les plagioclases du quatrième groupe (groupe des roches felsiques) semblent correspondre aux plagioclases les plus appauvris en calcium (Ca) et par conséquent les plus enrichis en sodium (Na). Selon la série de Bowen (1913), en passant d'un magma primitif à un magma plus évolué, le calcium (Ca) apparaît en premier dans la cristallisation des minéraux, dont les plagioclases, puis progressivement laisse place au sodium (Na). Donc les plagioclases de LM-13-31, LM-13-33 et LM-13-46 (groupe 1) sont des macrocristaux qui ont été formés dans un magma plus primitif que ceux de LM-13-47, 040909 et T7-12 (groupe 4).

Selon les figures 55 à 58, pour chaque roche, il est possible d'observer une variation entre le liquide restant calculé et l'analyse roche totale. Cependant ces variations sont de l'ordre de 1% à 3%, ce qui est relativement faible. C'est pourquoi le fractionnement du plagioclase ne semble pas être à l'origine de la variation de composition observée entre les différentes laves allant de basalte à rhyolite. Le fractionnement de plusieurs phases minérales (plagioclases, clinopyroxènes, magnétites...) ainsi qu'un apport extérieur de matière semble être à l'origine de la différenciation du magma rhyolitique.

Chapitre 6 : CSD

6.1 Introduction

L'étude des CSD (*crystal size distribution* ou distribution de la taille des cristaux) permet de quantifier la population de cristaux en trois dimensions, en fonction de la densité de population à des intervalles de tailles différents (Higgins, 2006). Les CSD sont représentées sur un graphique du logarithme népérien de la densité de population des cristaux en fonction de leurs tailles. Dans cette étude les courbes CSD de 10 basaltes, 2 andésites et 4 rhyolites ont été réalisées, à l'aide du logiciel *CSD Corrections*. Le comportement des courbes permet ici de classer les roches par groupes à l'aide des caractéristiques des macrocristaux.

6.2 Observation des CSD obtenues

6.2.1 CSD des basaltes

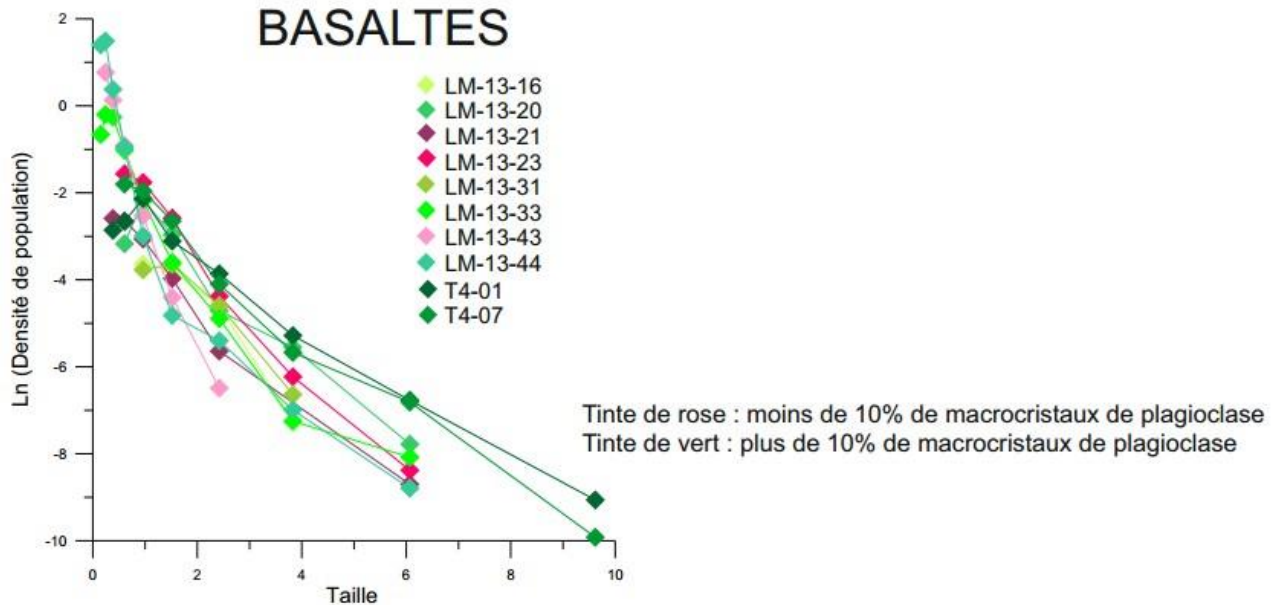


Figure 60 : Graphique illustrant les courbes CSD (la taille macrocristaux de plagioclase en fonction de la densité de population) de dix échantillons de basalte.

Pour les basaltes, dix courbes CSD des macrocristaux de plagioclases ont été réalisées (Fig. 60). Trois CSD sont issues de basaltes avec moins de 10% de macrocristaux de plagioclases et sept avec plus de 10% de macrocristaux de plagioclase, dont cinq PUB (basaltes avec plus de vingt-cinq pour cent de macrocristaux). Il est possible de s'apercevoir que la taille générale des macrocristaux varie de 0,1 à 9,5 mm pour une densité de population en logarithme népérien allant de 1,5 à -10. Deux comportements des courbes CSD peuvent être examinés ici, soit avec un comportement linéaire (T4-01, LM-13-43, LM-13-31, LM-13-23 et LM-13-16), soit avec un comportement courbé (T4-07, LM-13-44, LM-13-33, LM-13-21 et LM-13-20). De plus, il y a deux types de début de courbes CSD ici, soit un début avec un « U » inversé (T4-01, LM-13-44, LM-13-33, LM-13-31 et

LM-13-20), soit un début linéaire (T4-07, LM-13-43, LM-13-23, LM-13-21 et LM-13-16). Cependant ces courbes représentent en moyenne des pentes plus douces que celles des roches plus felsiques.

6.2.2 CSD des andésites

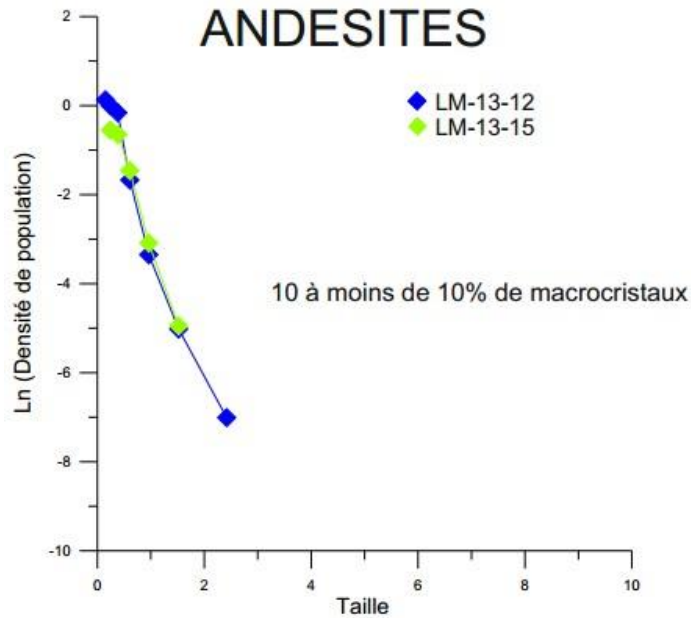


Figure 61 : Graphique illustrant les courbes CSD (la taille macrocristaux de plagioclase en fonction de la densité de population) de deux échantillons d'andésite.

Pour les andésites, deux courbes CSD des macrocristaux de plagioclases ont été réalisées (Fig. 61). Il y a peu de macrocristaux dans ce type de roches, en effet celles-ci se composent de moins de 10% de macrocristaux de plagioclases. Il est possible de s'apercevoir que la taille générale des cristaux varie de 0,1 à 2,5 mm pour un logarithme népérien de la densité de population allant de 0,1 à -7. Cela représente des courbes très apiques (plus apiques que celles des échantillons de rhyolite).

Le comportement des courbes CSD des macrocristaux de plagioclases des andésites se compose de courbes, ainsi qu'un début des courbes non courbés.

6.2.3 CSD des rhyolites

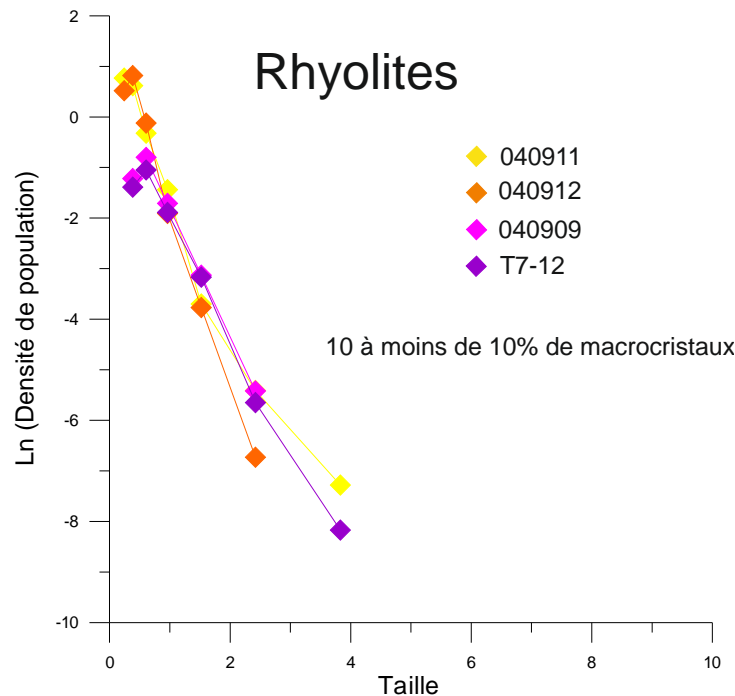


Figure 62 : Graphique illustrant les courbes CSD (la taille macrocristaux de plagioclase en fonction de la densité de population) de cinq échantillons de rhyolite.

Pour les rhyolites, quatre courbes CSD des macrocristaux de plagioclases ont été réalisées (Fig. 62). Il y a peu de macrocristaux dans ce type de roches, en effet celles-ci se composent de moins de 10% de macrocristaux de plagioclases. Il est possible de s'apercevoir que la taille générale des cristaux varie de 0,1 à 4 mm pour un logarithme népérien de la densité de population allant de 1 à -8,5. Les courbes CSD représentent ici des courbes assez apiques.

Comme dans la figure 60, deux comportements des courbes CSD peuvent être examinés ici, soit avec un comportement linéaire (040909, 040912 et T7-12, soit avec un comportement courbé

(040911). De plus, il y a deux types de début de courbes CSD ici, soit un début avec un « U » inversé (040909, 040912 et T7-12), soit un début linéaire (040911).

A l'aide du logiciel « CSD Corrections », il est possible de calculer la pente des courbes CSD. Comme ce ne sont pas des droites, lors du calcul de la pente, il y a création d'un facteur d'erreur, indiquant l'écart entre la pente réelle et la courbe CSD. Selon Higgins (2010), en général les facteurs d'erreurs sont produits par la courbure des CSD, et sont une mesure de ce paramètre. Par rapport aux CSD des macrocristaux de plagioclase des basaltes, les facteurs d'erreur sont faibles pour les macrocristaux de plagioclase des rhyolites, car les courbes CSD sont assez droites. Idem pour les macrocristaux de plagioclase des andésites, les facteurs d'erreur sont très faibles car leurs courbes CSD sont très abruptes.

6.3 Compilation de données

Suite à la réalisation des courbes CSD de macrocristaux de plagioclases de la suite magmatique échantillonnée, deux graphiques ont été réalisés. Le premier graphique représente l'influence de la longueur caractéristique (c'est-à-dire $-1/\text{pente}$) en fonction du pourcentage de plagioclase (Fig. 63), tandis que le deuxième représente plutôt l'influence la taille du plus gros macrocristal en fonction du pourcentage de macrocristaux de plagioclase (Fig. 64).

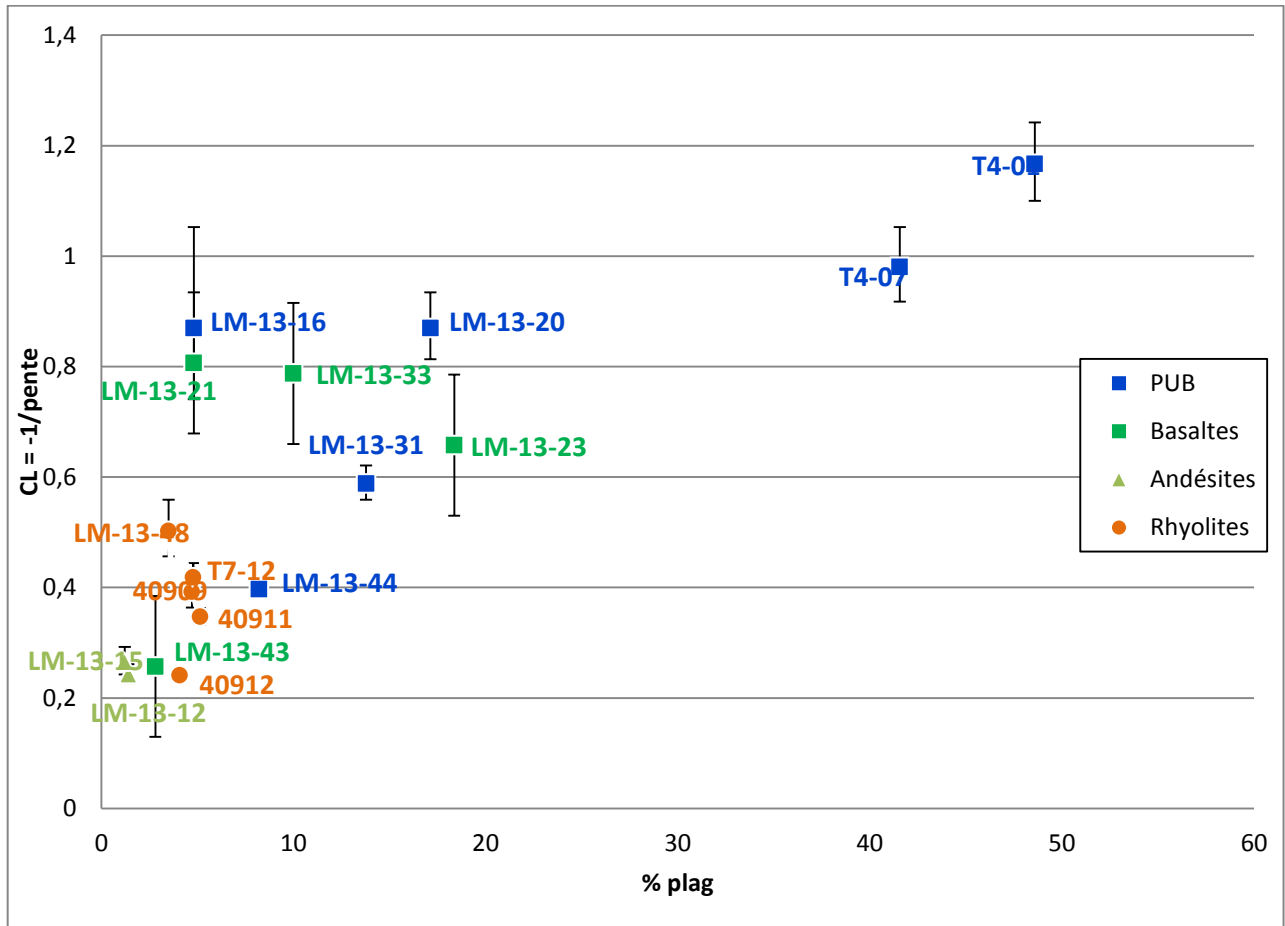


Figure 63 : Graphique de la longueur caractéristique par rapport au pourcentage de macrocristaux de plagioclase selon les échantillons pour chaque type de roches (bleu : basalte, rouge : andésite, vert : rhyolite). Les barres d'erreur sur les données représentent le facteur d'erreur lors du calcul de la pente des courbes CSD.

Sur le graphique de la longueur caractéristique en fonction du pourcentage de macrocristaux de plagioclase (Fig. 63), il est possible d'observer que les macrocristaux des basaltes ont un plus grand intervalle de valeurs de longueur caractéristique [0,25 ; 1,16] ainsi que pour le pourcentage de macrocristaux de plagioclase [2,8% ; 48,5%]. De plus il semble y avoir deux groupes dans les basaltes, une population d'échantillon dont la pente très courbée avec peu de macrocristaux formant un amas dans le haut à gauche du graphique et une population avec peu de courbure et plus de macrocristaux formant un alignement positif. Pour les andésites, il est possible

de n'observer que peu de variations dans les longueurs caractéristiques [0,24 ; 0,26] et de pourcentage de macrocristaux de plagioclase [1,2% ; 1,4%]. Pour les rhyolites, il est perceptible qu'il y a une petite variation dans la longueur caractéristique [0,24 ; 0,5], mais peu de variation dans le pourcentage de macrocristaux de plagioclase [3,5% ; 51,3%]. Les plus grandes variations sont donc observées pour les basaltes, puis viennent les rhyolites et enfin les andésites (qui n'ont que très peu de variations).

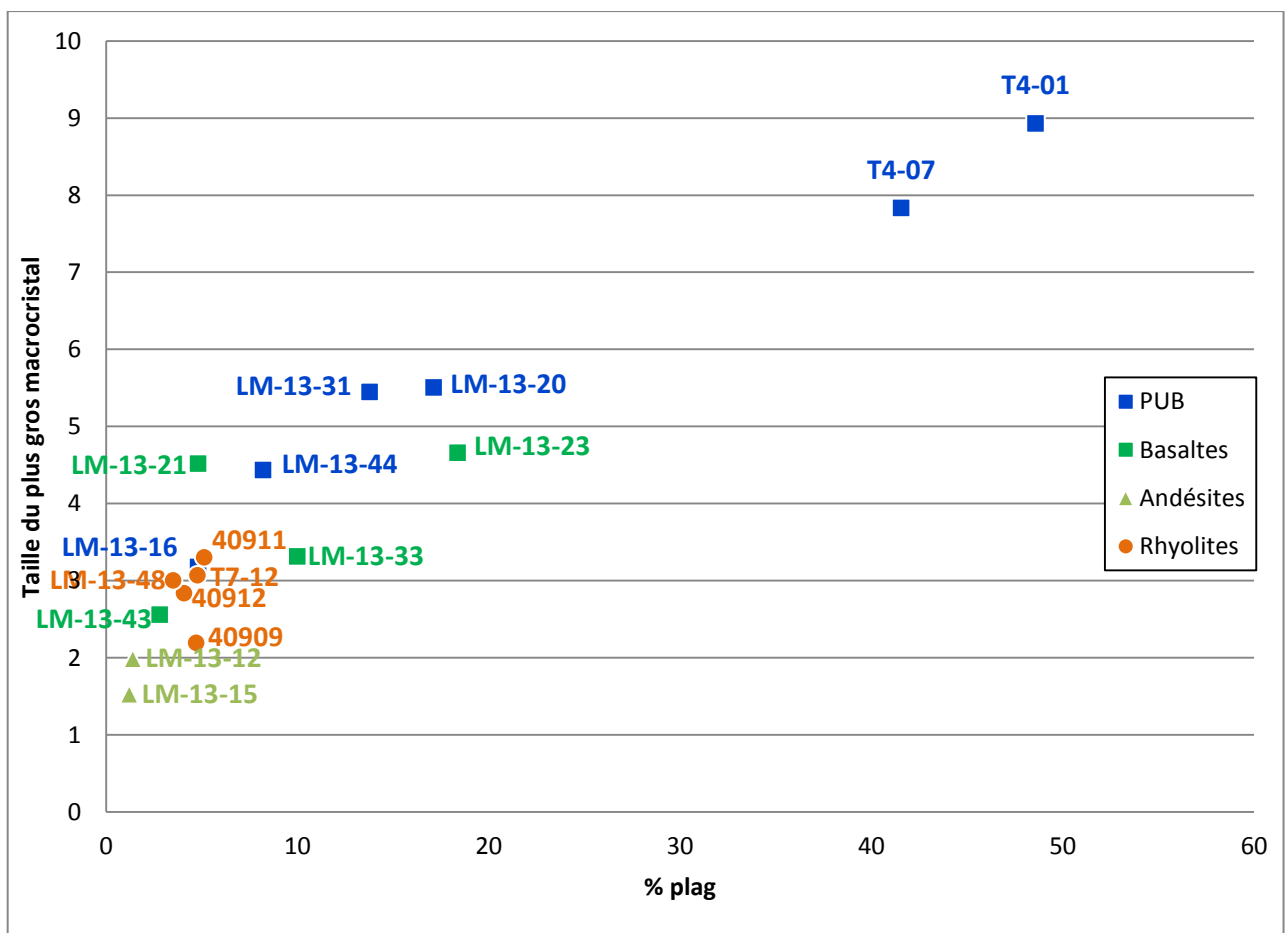


Figure 64 : Graphique du plus gros macrocristal (en mm) par rapport au pourcentage de macrocristaux de plagioclase pour chaque échantillons selon son types de roche (bleu : basalte, rouge : andésite, vert : rhyolite).

Sur le graphique du plus gros macrocristal en fonction du pourcentage de macrocristaux de plagioclase (Fig. 64), il est possible de voir que les andésites ont peu de macrocristaux et ils sont plus petits (1,9mm pour 1,4%). Puis viennent les rhyolites avec un peu plus de cristaux et le plus gros macrocristal un peu plus gros (3,3mm pour 5%). Enfin viennent les basaltes avec les PUB (8,9mm pour 48,59%). Cependant il est possible d'observer une tendance linéaire pour l'ensemble des données.

Sur ce graphique (Fig. 64), il est possible d'observer que les basaltes ont une croissance linéaire en diagonale, alors que pour les rhyolites et les andésites, les différences entre les valeurs s'observent verticalement. Par ailleurs les plagioclases des andésites n'ont que peu de variations (ils sont très semblables), ainsi que peu de nucléation. Les plagioclases de rhyolite ont peu d'écart en termes de pourcentage, mais un peu d'écart en termes de longueur caractéristique.

6.4 Discussion

Sur la figure 60, il est possible d'observer qu'il y a deux tendances principales dans les courbes CSD des macrocristaux de plagioclases des basaltes. La première étant une courbe à la pente très abrupte (LM-13-33, LM-13-43, LM-13-44), la deuxième étant une courbe à la pente plus douce (reste des échantillons). De plus deux comportements des courbes CSD peuvent être examinés ici, soit avec un comportement linéaire (T4-01, LM-13-43, LM-13-31, LM-13-23 et LM-13-16) indiquant une croissance cinétique, soit avec un comportement courbé (T4-07, LM-13-44, LM-13-33, LM-13-21 et LM-13-20) démontrant une rupture dans la pente due à un mélange de magma, à la rencontre de deux processus magmatiques différents ou au changement d'un paramètre dans le même processus magmatique (Higgins, 2002). De plus, il y a deux types de début de courbes CSD ici, soit un début avec un « U » inversé (T4-01, LM-13-44, LM-13-33, LM-13-31 et LM-13-20) indiquant un manque de petits cristaux et donc un commencement de mûrissement, soit

un début linéaire (T4-07, LM-13-43, LM-13-23, LM-13-21 et LM-13-16), indiquant une texture cinétique. Cependant ces courbes représentent en moyenne des pentes plus douces que celles des roches plus felsiques.

Cela expliquerait-il que les deux types de macrocristaux proviendraient de deux magmas n'ayant pas la même histoire et donc qui ne seraient pas co-magmatiques ? Le mûrissement textural représenté principalement par ces basaltes serait une explication à la multitude de courbes CSD allant d'une pente apique à douce (Fig. 10 et 60).

De plus, en regardant plus attentivement la figure 63, il est probable de remarquer qu'il semble y avoir deux groupes de basaltes, l'un avec une variation de pente plus ou moins droite (alignement : LM-13-43, LM-13-44, LM-13-31, LM-13-23, T4-07 et T4-01) et l'autre représentant plutôt une population de CSD courbées avec une forte longueur caractéristique et peu de pourcentage de plagioclase (LM-13-16, LM-13-20, LM-13-21 et LM-13-33).

D'après la figure 61, le comportement des courbes CSD des macrocristaux de plagioclases des andésites se compose de courbes droites indiquant une croissance cinétique, ainsi qu'un début des courbes non courbés, indiquant qu'il y a encore suffisamment de petits cristaux dans le magma servant à former les macrocristaux. Pour les macrocristaux de plagioclases des andésites, il est possible que cela se résume au fait, qu'ils soient moins mûrs que ceux des rhyolites et des basaltes, ainsi leur texture serait très proche de la texture cinétique (Fig. 8 et 61). Si ces macrocristaux sont le résultat de la cristallisation fractionnée, il faudra le vérifier avec leurs compositions chimiques.

D'après la figure 62, deux comportements des courbes CSD peuvent être examinés ici, soit avec un comportement linéaire (040909, 040912 et T7-12) indiquant une croissance cinétique, soit avec un comportement courbé (040911) démontrant une rupture dans la pente due à un mélange de

magma, à la rencontre de deux processus magmatiques différents ou au changement d'un paramètre dans le même processus magmatique (Higgins, 2002). De plus, il y a deux types de début de courbes CSD ici, soit un début avec un « U » inversé (040909, 040912 et T7-12) indiquant un manque de petits cristaux et donc un commencement de mûrissement, soit un début linéaire (040911), indiquant une texture cinétique. Il est aussi possible d'observer que les rhyolites sont plus mûres que les andésites (Fig. 61 et 62), donc leurs macrocristaux ne proviendraient pas du même magma. Contrairement aux basaltes ici il semble que la courbure des CSD soit en lien avec le mûrissement, en effet il y a un groupe aux CSD droites ayant un manque de petits cristaux et un groupe aux CSD courbées n'ayant pas de manque de petits cristaux.

Si l'on ajoute des courbes de tendance aux figures 63 et 64, il est possible d'observer une croissance positive de ces courbes. Il semble que la longueur caractéristique soit reliée à la terminaison des courbes CSD (plus gros macrocristal) car elles montrent le même comportement en fonction du pourcentage de macrocristaux de plagioclase. Or plus il y a de cristaux de grande taille dans une roche, plus cela indique un mûrissement textural (voir Fig. 8).

Pour la figure 64, il faut retenir ici que plus les points sont alignés à la verticale, plus cela indique un mûrissement et plus ils sont alignés à l'horizontale, plus cela indique une croissance des macrocristaux. Sur ce graphique (Fig. 64), il est possible d'observer que les basaltes ont une croissance linéaire en diagonale, alors que pour les rhyolites et les andésites, les différences entre les valeurs s'observent verticalement. Est-ce un effet dû au manque de données ? Par ailleurs, les plagioclases des andésites n'ont que peu de variations (ils sont très semblables), ainsi que peu de nucléation. Les plagioclases de rhyolite ont peu d'écart en termes de pourcentage, mais un peu d'écart en termes de longueur caractéristique, ce qui est en accord avec les pentes moins abruptes de leurs CSD (Fig. 62).

Chapitre 7 : Discussion et conclusions

7.1 Introduction

La cristallisation fractionnée correspond au changement de composition du magma par cristallisation et séparation des cristaux. Si le fractionnement est 100 % efficace, les magmas résultants sont aphyriques. En réalité, il est attendu d'avoir tout de même des cristaux. Ces cristaux sont en fait des phénocristaux.

Le but de cette étude est de répondre aux questions suivantes à l'aide des méthodes chimiques (fractionnement de Rayleigh et bilan de masse) et texturales (CSD, Pele) qui ont été appliquées à une suite de roches du volcan Thingmúli, en Islande :

- 1) Quelle est la nature des macrocristaux de plagioclases (phénocristaux, antécristaux et xénocristaux) ?
- 2) La cristallisation fractionnée de ces macrocristaux de plagioclases peut-elle produire une variation chimique observable dans les différents types de laves d'un même volcan ?
 - a. Est-ce qu'une modélisation thermodynamique produit un ensemble de cristaux et un magma semblable à ce qu'on observe ?

7.2 Nature des macrocristaux

Afin de se remémorer les termes, voici un petit rappel : les phénocristaux sont les macrocristaux issus de la cristallisation fractionnée. Les antécristaux sont le résultat de la cristallisation d'une chambre magmatique reliée au système étudié. Enfin, les xénocristaux proviennent d'un mélange de magmas ou de la désintégration d'un xénolithe. Ces types de macrocristaux sont identifiables en utilisant leurs propriétés chimiques par rapport au magma. Pour

avoir une idée de la composition du magma initial, il faut étudier la roche totale, pour celle du magma final, il faut se fier à la matrice, c'est-à-dire à la roche totale sans les macrocristaux.

De plus, si les macrocristaux observés sont des phénocristaux, leurs cœurs sont en équilibre avec le magma initial et leurs bordures avec le magma final. Maintenant, si les bordures sont en déséquilibre avec le magma final ces macrocristaux sont des antécristaux. Par ailleurs, si les cœurs sont en déséquilibre avec le magma initial alors ces macrocristaux sont des xénocristaux.

7.2.1 X_{An} (éléments majeurs)

Grâce aux éléments majeurs (principalement Na_2O et CaO), il est possible d'utiliser la méthode de Namur et al. (2012) afin de calculer si les macrocristaux de plagioclases des roches sont en équilibre avec le liquide dans lequel ils se sont formés. Pour cela la moyenne des valeurs du cœur et de la bordure des chaque plagioclases ont été utilisées. Selon l'équation 33 de la méthode de Namur et al. (2012), les macrocristaux de plagioclases provenant des roches T4-01, T4-07, LM-13-23 et LM-13-47 (3 basaltes et une trachydacite) seraient en équilibre avec le liquide dans lequel ils se sont formés et donc formeraient des phénocristaux pour ce liquide. Alors que les rhyolites (040909 et T7-12), les andésites (LM-13-12 et LM-13-15), l'andésite basaltique (LM-13-03) et les basaltes (LM-13-21, LM-13-31, LM-13-33, LM-13-37 et LM-13-46) ne sont pas en équilibre avec le liquide qui les entoure, cependant ces derniers semblent tous être en équilibre avec un autre liquide qui aurait une composition plus riche en calcium que celui dans lequel ils se trouvent maintenant. Cela impliquerait que, la majorité de ces plagioclases se seraient formés dans un magma plus primitif et donc qu'ils seraient majoritairement composés d'antécristaux pour le liquide qui les entoure. Cette méthode semble fournir des résultats nets et fiables.

7.2.2 D (éléments traces)

La méthode du coefficient de partage qui consistait à comparer nos résultats à ceux de la littérature, notamment à la base de données fournie par Bédard (2006). Cette méthode utilise quant à elle des éléments traces ici, le strontium (Sr), le rubidium (Rb), le baryum (Ba), le lanthane (La), l'euporium (Eu) et le lutécium (Lu). Le coefficient de partage semblait indiquer que la plupart des macrocristaux de T7-12 (rhyolite), LM-13-12 (andésite), LM-13-03 (andésite basaltique), LM-13-16 et LM-13-46 (basaltes) sont en équilibre avec le liquide final. Alors que les macrocristaux de LM-13-23 et de T4-07 (basaltes), ne semblent pas en équilibre avec le liquide final. Dans le cas de T4-07, les résultats semblent tellement plus élevés et éloignés des autres basaltes qu'il se pourrait que cet échantillon contienne des xénocristaux provenant d'un autre magma n'ayant aucun lien avec le liquide dans lequel sont retrouvés ces macrocristaux (Davidson et al., 2007). Ces résultats semblent cependant un peu moins fiables du fait que certaines roches semblent selon les éléments correspondre à la tendance générale ou pas. Cependant avec cette méthode les échantillons sont regrouper de la même façon qu'avec la méthode de Namur et al. (2012).

7.2.2.1 Eu/Eu^* (*cumulat*)

L'abondance d'euporium par rapport aux ETR avoisinants permet de déterminer s'il y a eu fractionnement ou accumulation des plagioclases lors de la formation de la roche (Rollinson, 1993; Taylor et McLennan, 1985; Winter, 2010). Généralement, en théorie si le rapport Eu/Eu^* est inférieur à un, alors les macrocristaux de plagioclases correspondent à un fractionnement et ces macrocristaux correspondent à des phénocristaux. Tandis que, si le rapport Eu/Eu^* est supérieur à un, alors les macrocristaux proviennent de l'accumulation et ces macrocristaux peuvent être des phénocristaux, des antécristaux ou des xénocristaux. Cependant, il se peut aussi que lors du fractionnement tous les plagioclases ne soient pas partis et qu'il en reste dans ce cas un rapport $Eu/Eu^* < 1$ indiquerait que les macrocristaux sont des phénocristaux, des antécristaux ou des

xénocristaux. Il se peut de plus qu'il y ait eu un ajout extérieur de plagioclases après le fractionnement du magma et ces macrocristaux correspondraient à des antécristaux ou à des xénocristaux.

Selon la figure 8 (chapitre 5), les basaltes et PUB suivants proviennent de cumulats de plagioclases : LM-13-10, 20, 22, 23, 27, 29, 30, 34, 35, 39, 40, 41, 43, 45, et 46 tandis que le reste des basaltes et PUB : LM-13-01, 05, 07, 13, 17, 19, 21, 24, 33, 37, 42, 16, 31, 38 et 44 sont issus du fractionnement des plagioclases.

7.2.3 Textures

Comme précédemment introduit, les textures jouent un rôle important dans l'explication de l'histoire de la formation des cristaux et de la roche. La figure 65 représente les textures que peuvent prendre les courbes CSD avec le temps. En effet, plus la courbe sera mature, plus elle aura tendance à avoir une pente de plus en plus douce et un début en « U » inversé. Les phénocristaux auront une texture cinétique avec une courbe plutôt droite, tandis que les antécristaux et les xénocristaux auront une texture de mûrissement avec une courbe en « U » inversé.

De plus, la possible présence de ruptures dans les pentes des courbes CSD serait due à un mélange de magma, à la rencontre de deux processus magmatiques différents ou au changement d'un paramètre dans le même processus magmatiques Higgins (2002).

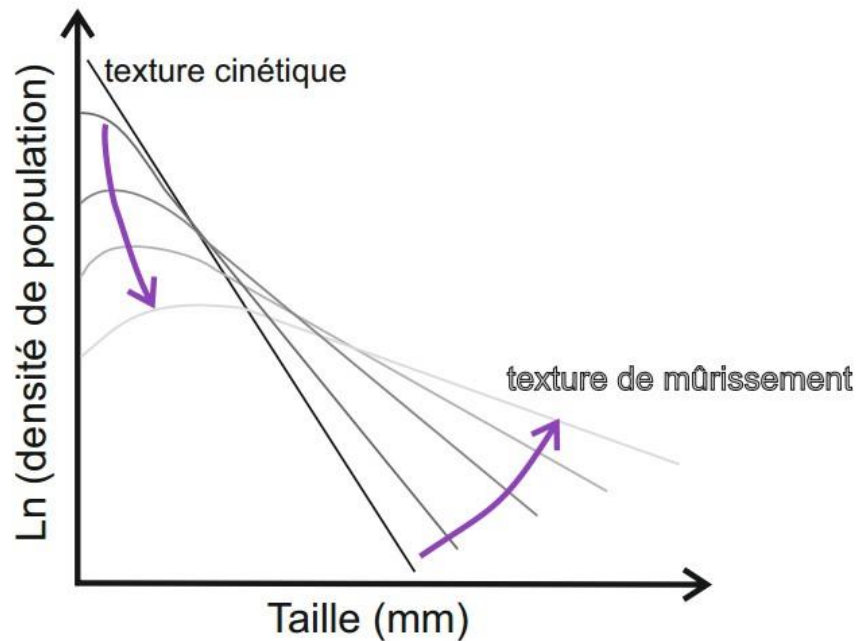


Figure 65 : Graphique de la taille de macrocristaux en fonction du logarithme népérien de la densité de population des macrocristaux, les flèches violettes représentent l'évolution de la maturité d'une courbe CSD. Modifié d'Higgins (2006).

Certains plagioclases des basaltes semblent présenter des textures de murissement avec des débuts de courbe en « U » inversé, et d'autres des textures de croissance cinétique avec des débuts de courbe linéaires. Comme expliquer dans le chapitre 1 avec la figure 10, le murissement des courbes CSD s'effectue avec le temps. Au fil du temps, la pente tend à devenir horizontale, car les conditions sont favorables à la formation de cristaux de plus grande taille. Puis, lié à un manque de petits cristaux permettant l'augmentation de volume des macrocristaux, le début de la courbe CSD se transforme en « U » inversé de plus en plus large (voir Fig. 65). Ce qui expliquerait que les plagioclases de T4-01, LM-13-20, LM-13-31, LM-13-33 et LM-13-44 auraient eu le temps de cristalliser (puisque leur début de courbe est en « U » inversé) et de se développer dans la chambre magmatique avant d'être expulsés, tandis que les plagioclases de T4-07, LM-13-16, LM-13-21, LM-13-23 et LM-13-43 n'en auraient pas eu le temps (car leur début de courbe CSD est linéaire).

De plus, ces derniers démontrent une rupture dans la pente due à un mélange de magma, à la rencontre de deux processus magmatiques différents ou au changement d'un paramètre dans le même processus magmatique (Higgins, 2002). Puis, les pentes des CSD des plagioclases des basaltes sont dans tous les cas de figure possibles plus douces que celles des roches intermédiaires et felsiques. Ce qui implique que les cristaux de plagioclases sont plus mûrs dans les roches basaltiques.

Les plagioclases des andésites LM-13-12 et LM-13-15 ont les courbes CSD avec les pentes les plus apiques et un début de courbes linéaire ce qui implique que leurs plagioclases ont une texture de croissance cinétique et qu'il n'y avait pas beaucoup de macrocristaux. D'après ces observations, les plagioclases des andésites semblent les plagioclases ayant la texture la moins mûre et la moins évoluée.

Les plagioclases des rhyolites présentent comme les basaltes les deux types de textures observables avec des CSD soit une texture de murissement (040909, 040912 et T7-12) et une texture cinétique (040911).

Il semble, en regardant les courbes CSD des plagioclases des rhyolites et des andésites, qu'il y a plus de plagioclases dans les rhyolites que dans les andésites. Ces plagioclases de rhyolites ont, de plus, des pentes plus douces que celles des plagioclases d'andésites. Cela implique donc qu'à partir de l'évolution de la suite magmatique il y a eu injection de magma lors de la formation des rhyolites. Dans le cas contraire, les pentes des CSD des plagioclases des rhyolites devraient être encore plus abruptes que celles des plagioclases des andésites.

D'après ces résultats, il semblerait que lors de la création des basaltes, il y a eu une première injection de magma créant les ruptures de pente des CSD aux plagioclases les plus mûrs.

Puis, avant la création des rhyolites, il y a eu impulsion d'un autre magma leur apportant des antécristaux après la création des andésites en plus des premiers antécristaux et des phénocristaux originels devenus assez rares, provenant de la cristallisation fractionnée.

7.2.4 Relations entre l'origine des cristaux et les textures des roches.

Après avoir déterminé si les macrocristaux de plagioclases des échantillons sont des phénocristaux, des antécristaux ou des xénocristaux, il serait intéressant de regarder s'il y a une corrélation entre ces derniers et l'accumulation des macrocristaux et le fractionnement des macrocristaux. Puis après avoir effectué cette observation, il serait approprié de se questionner sur le fait qu'il y ait une corrélation ou non entre les phénocristaux, antécristaux ou xénocristaux et les textures de murissement (roches matures) ou les textures cinétiques (roches immatures).

Commençons par un état des lieux avec le tableau 10 ci-après.

Tableau 10 : Tableau comparatif et récapitulatif de l'origine des macrocristaux de plagioclases de nos échantillons (cumulat ou issu du fractionnement en fonction qu'ils soient des phénocristaux, antécristaux ou xénocristaux) et des relations entre l'origine des macrocristaux et la maturité des roches. Les cases vides signifient qu'il n'y a pas de résultats liés à l'absence d'analyse ou de lame mince.

Échantillons	Roches	X _{An}	D	Texture	Eu/Eu*
LM-13-01	Basalte			Mature	Fractionnement
LM-13-05	Basalte				Fractionnement
LM-13-07	Basalte			Mature	Fractionnement
LM-13-10	Basalte				Accumulation
LM-13-13	Basalte				Fractionnement
LM-13-17	Basalte				Fractionnement
LM-13-19	Basalte				Fractionnement
LM-13-21	Basalte	Antécristaux		Mature	Fractionnement
LM-13-22	Basalte				Accumulation
LM-13-23	Basalte	Phénocristaux	Phénocristaux	Mature	Accumulation
LM-13-24	Basalte				Fractionnement
LM-13-27	Basalte				Accumulation
LM-13-29	Basalte				Accumulation
LM-13-30	Basalte				Accumulation
LM-13-33	Basalte	Antécristaux		Immature	Fractionnement
LM-13-34	Basalte				Accumulation
LM-13-35	Basalte				Accumulation
LM-13-37	Basalte	Antécristaux			Fractionnement
LM-13-39	Basalte				Accumulation
LM-13-40	Basalte				Accumulation
LM-13-41	Basalte				Accumulation
LM-13-42	Basalte				Fractionnement
LM-13-43	Basalte			Immature	Accumulation
LM-13-45	Basalte				Accumulation
LM-13-16	PUB	Antécristaux	Antécristaux	Mature	Fractionnement
LM-13-20	PUB			Mature	Accumulation
LM-13-31	PUB	Antécristaux		Mature	Fractionnement
LM-13-38	PUB				Fractionnement
LM-13-44	PUB			Immature	Fractionnement
LM-13-46	PUB	Antécristaux	Antécristaux		Accumulation
T4-01	PUB	Phénocristaux		Mature	
T4-07	PUB	Phénocristaux	Phénocristaux / Xénocristaux	Mature	
LM-13-03	Andésite b.	Antécristaux	Antécristaux		Fractionnement
LM-13-12	Andésite	Antécristaux	Antécristaux	Immature	Fractionnement
LM-13-15	Andésite	Antécristaux		Immature	Fractionnement
LM-13-47	Trachydacite	Phénocristaux			Fractionnement
T7-12	Rhyolite	Antécristaux	Antécristaux	Immature	
040909	Rhyolite	Antécristaux		Immature	
040911	Rhyolite			Immature	
040912	Rhyolite			Immature	

Le tableau 10 représente les macrocristaux classés en fonction qu'ils soient issus des cumulats ou du fractionnement. Ce tableau semble démontrer que les macrocristaux issus du fractionnement sont pour la plupart composés d'antécristaux. Cela pourrait s'expliquer par une ou des injections nouvelles de magma pendant la cristallisation fractionnée du magma initial. Les échantillons de Christian Tegner et de Gilles Charreteur ne sont pas dans ce tableau, car ces auteurs ont pas analysé l'euporium, il est donc difficile de les classer dans l'une ou l'autre des deux parties.

Certaines lignes du tableau 10 sont colorées (orange, bleu et violet), chaque couleur représente des groupes aux caractéristiques semblables. Il semble de plus, qu'il y a bien une relation entre l'origine des macrocristaux et la maturité de la roche. Quelques roches basaltiques (mafiques) matures sont composées de phénocristaux de plagioclases (lignes orange du tableau). Puis, dans la chronologie viennent ensuite des roches matures avec des antécristaux de plagioclases, impliquant ici une autre origine de la source du magma (lignes bleues du tableau). Enfin viennent des basaltes immatures avec des antécristaux suivis par des andésites et des rhyolites ayant les mêmes caractéristiques (ligne violettes du tableau).

7.3 Est-ce que la diversité de composition chimique et textural est le résultat de la cristallisation fractionnée ?

7.3.1 Bilan de masse

Le bilan de masse effectué dans cette étude permet d'avoir une idée de la composition du liquide restant, c'est-à-dire de la composition de la matrice sans les macrocristaux. Ce qui est intéressant puisque cela permet d'observer l'évolution du magma.

D'après le bilan de masse, les écarts entre la roche totale et le liquide restant indiquent que les macrocristaux de plagioclases des basaltes du groupe 1 (bleus) et les macrocristaux de

plagioclases des basaltes du groupe 2 (rouges) ont en commun d'être riches en CaO et pauvres en Fe_2O_3 et en K_2O (voir Fig. 55 et 58). Cependant, le groupe 1 composé de LM-13-31, LM-13-33 et LM-13-46 ont des macrocristaux de plagioclases pauvres en Na_2O et en SiO_2 par rapport au liquide restant, alors que, ceux du groupe 2 composé de LM-13-16, LM-13-21, LM-13-23, LM-13-37, T4-01 et T4-07 ont des macrocristaux de plagioclases plus riches en Na_2O et en SiO_2 (voir Fig. 56). Cela implique que la composition des macrocristaux de plagioclases du groupe 1 se rapproche du pôle anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) tant dis que que celle du groupe 2 se rapproche du pôle albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Comme les plagioclases de composition anorthitique se forment en premier selon la suite de Bowen (Bowen, 1913), les plagioclases du groupe 1 seraient plus anciens que ceux du groupe 2 de composition plus albitique.

Pour le groupe 3 (symboles verts), comprenant deux andésites et une andésite basaltiques (respectivement LM-13-12, LM-13-15 et LM-13-03), il n'y a que très peu pour ainsi dire, pas de différence entre la roche totale et le liquide restant. Cela indique qu'il y a très peu de macrocristaux et que ces derniers sont plutôt petits.

Pour le groupe 4 (symboles violets), comprenant deux rhyolites (040909 et T7-12) et une trachydacite (LM-13-47), il est possible de s'apercevoir qu'il y a plus de Na_2O et qu'il y a moins de CaO dans leurs macrocristaux de plagioclases que dans ceux de tous les autres groupes, ce qui semble suivre la suite logique de la série de Bowen (voir Fig. 56 et 57). Impliquant donc que ces macrocristaux aient cristallisé dans un liquide restant provenant de la cristallisation d'un magma basaltique. Sauf que, lorsqu'on regarde le comportement du SiO_2 de la roche totale en fonction du liquide restant, ce groupe de macrocristaux de plagioclases semble avoir le même comportement que le groupe 1 de macrocristaux de plagioclases provenant de basaltes, c'est-à-dire avec un appauvrissement en SiO_2 pour la roche totale. Ce qui pourrait indiquer la présence de

macrocristaux de plagioclases anorthitiques, venant à l'encontre de la suite de Bowen lors de la cristallisation de phénocristaux, qui seraient donc des antécristaux.

En résumé, selon les figures 55 à 58 (Chapitre 5), pour chaque roche, il est possible d'observer une variation entre le liquide restant calculé et l'analyse roche totale. Cependant, ces variations sont de l'ordre de 1 % à 3 %, ce qui est relativement faible. C'est pourquoi le fractionnement du plagioclase ne semble pas être à l'origine de la variation de composition observée entre les différentes laves allant de basalte à rhyolite. Le fractionnement simultané de plusieurs phases minérales (plagioclases, clinopyroxènes, magnétites...) ainsi qu'un apport extérieur de matière semble être à l'origine de la différenciation du magma de la suite volcanique de Thingmúli.

Selon le tableau 11, il est possible de se rendre compte que contrairement à ce qui était attendu, les échantillons du groupe 2 où les plagioclases semblaient plus jeunes, sont en fait plus matures et parfois composés de phénocristaux.

Tableau 11 : Comparatif de la maturité des échantillons et de leur comportement dans le bilan de masse.

Échantillons	Maturité	Macrocristaux	Groupe du bilan de masse
LM-13-23	Mature	Phénocristaux	Groupe 2
T4-01	Mature	Phénocristaux	Groupe 2
T4-07	Mature	Phénocristaux	Groupe 2
LM-13-21	Mature	Antécristaux	Groupe 2
LM-13-16	Mature	Antécristaux	Groupe 2
LM-13-31	Mature	Antécristaux	Groupe 1
LM-13-33	Immature	Antécristaux	Groupe 1
LM-13-12	Immature	Antécristaux	Groupe 3
LM-13-15	Immature	Antécristaux	Groupe 3
040909	Immature	Antécristaux	Groupe 4

7.3.2 Fractionnement de Rayleigh

Le fractionnement de Rayleigh sert à modéliser le comportement des éléments traces lors de la cristallisation fractionnée. Les éléments choisis ici (strontium, rubidium, europium et lanthane) sont des éléments traces des plagioclases, cela va permettre de voir si le plagioclase est à l'origine de l'évolution chimique de la suite magmatique du volcan de Thingmúli.

Afin de calculer le fractionnement de Rayleigh, il a premièrement fallu obtenir les données de coefficient de partage. Pour cela, le coefficient de partage D de nos données a été obtenu en utilisant les données du LA-ICP-MS (plagioclases) ainsi que les données du XRF (roche totale). Les coefficients de partage de la littérature utilisés comme comparaison proviennent de la vaste compilation de coefficient de partage de plagioclases de Bédard (2006). Le point de départ des courbes de fractionnement correspond à l'échantillon LM-13-42 qui semble être l'échantillon de basalte le plus proche du magma initial (voir la partie sur la modélisation avec *Pele*), son rapport Eu/Eu^* étant de 1,475.

Sur les graphiques suivants (Fig. 2, 3, 4 et 5) il a été représenté les valeurs de roches totales des éléments trace La, Sr, Rb, Ba et Eu/Eu^* ainsi que les droites représentant le fractionnement (F) allant de 1 à 0,2 selon les coefficients de partage (D) obtenu avec nos données et avec une moyenne des valeurs de Bédard (2006).

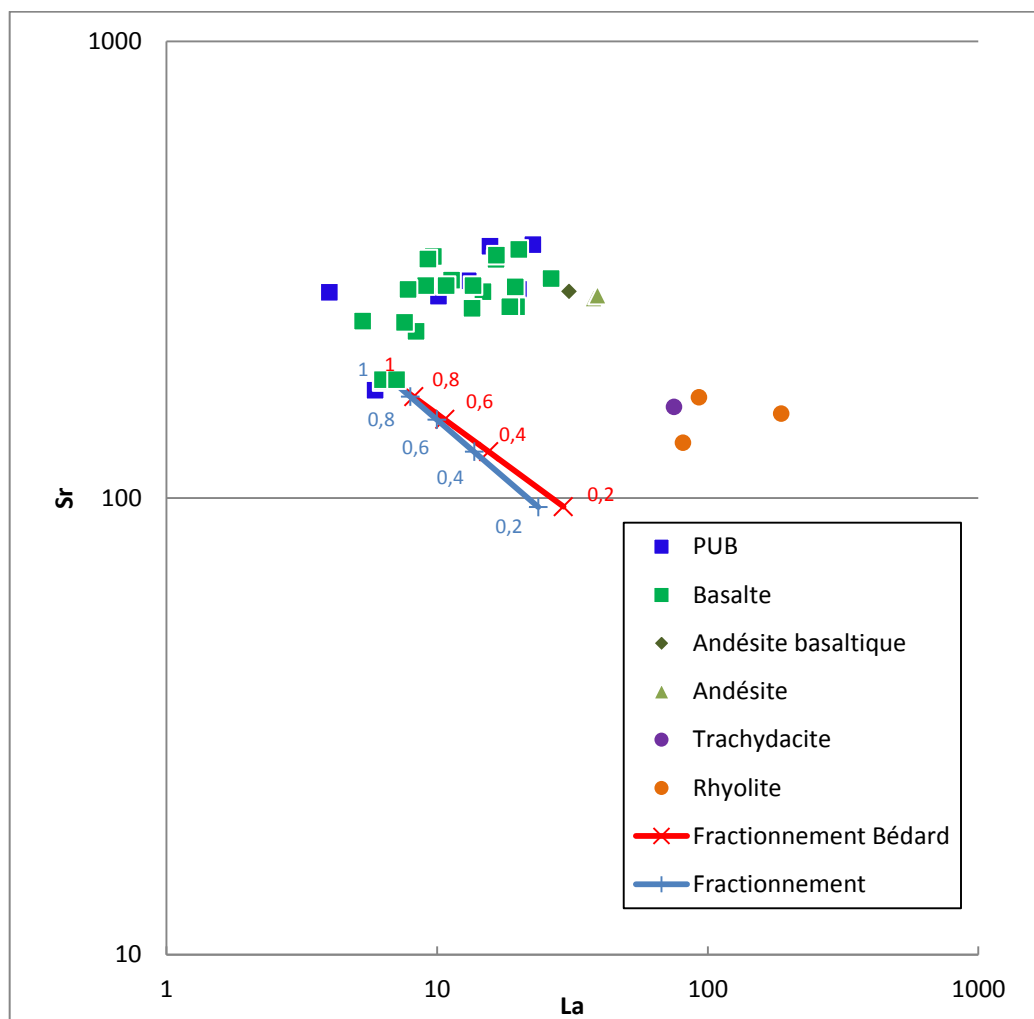


Figure 66 : Graphique représentant les concentrations de strontium (Sr) en fonction du lanthane (La) des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu et les mesures de D de Bédard (2006) en rouge. Les nombres sur le graphique correspondent aux taux du fractionnement.

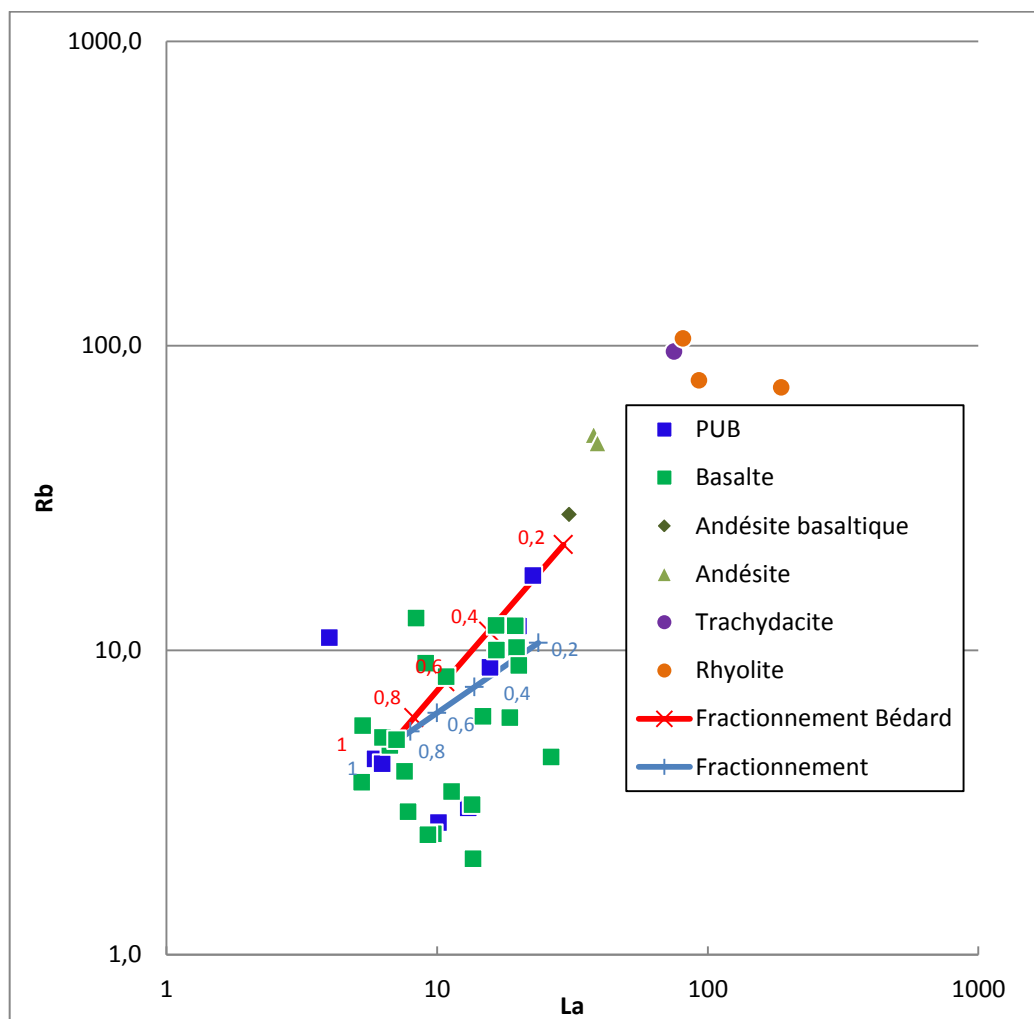


Figure 67 : Graphique représentant les concentrations de rubidium (Rb) en fonction du lanthane (La) des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu et les mesures de D de Bédard (2006) en rouge. Les nombres sur le graphique correspondent aux taux du fractionnement.

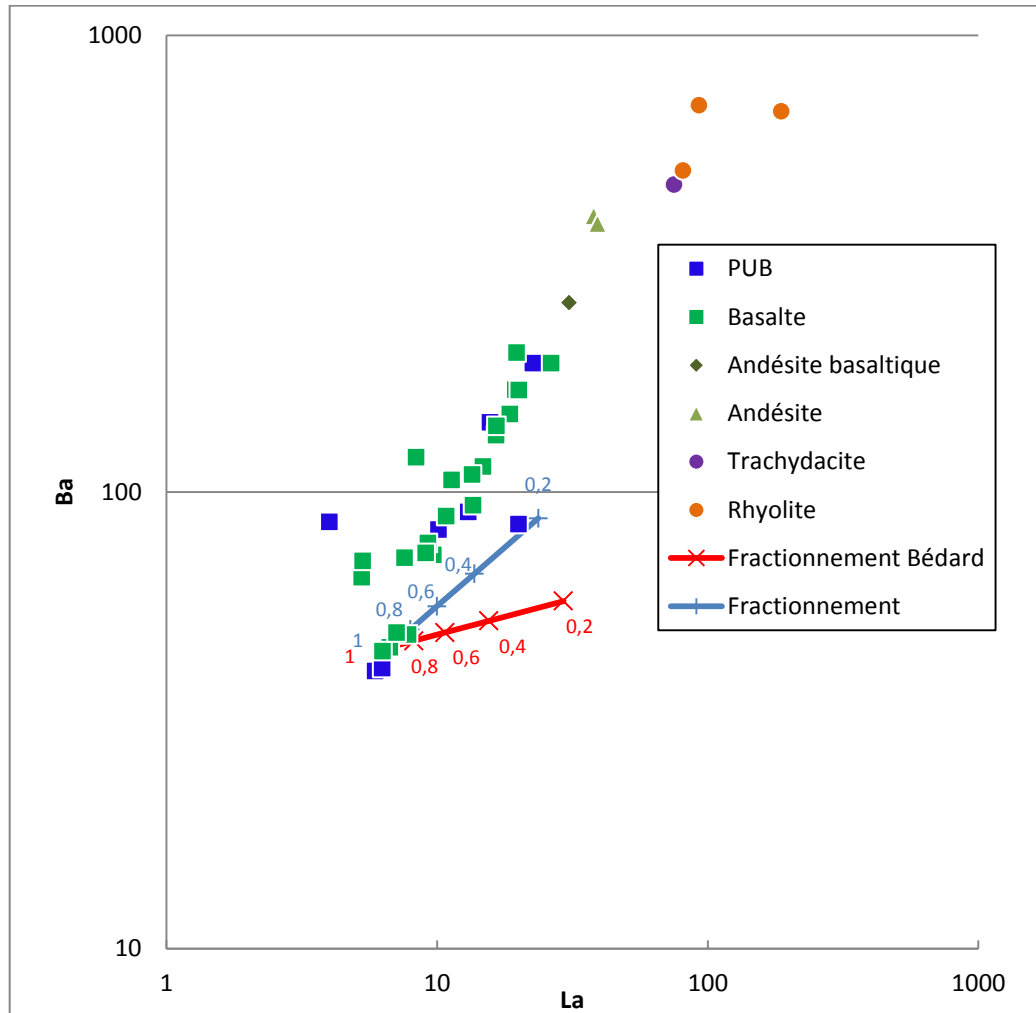


Figure 68 : Graphique représentant les concentrations de baryum (Ba) en fonction du lanthane (La) des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu et les mesures de D de Bédard (2006) en rouge. Les nombres sur le graphique correspondent aux taux du fractionnement.

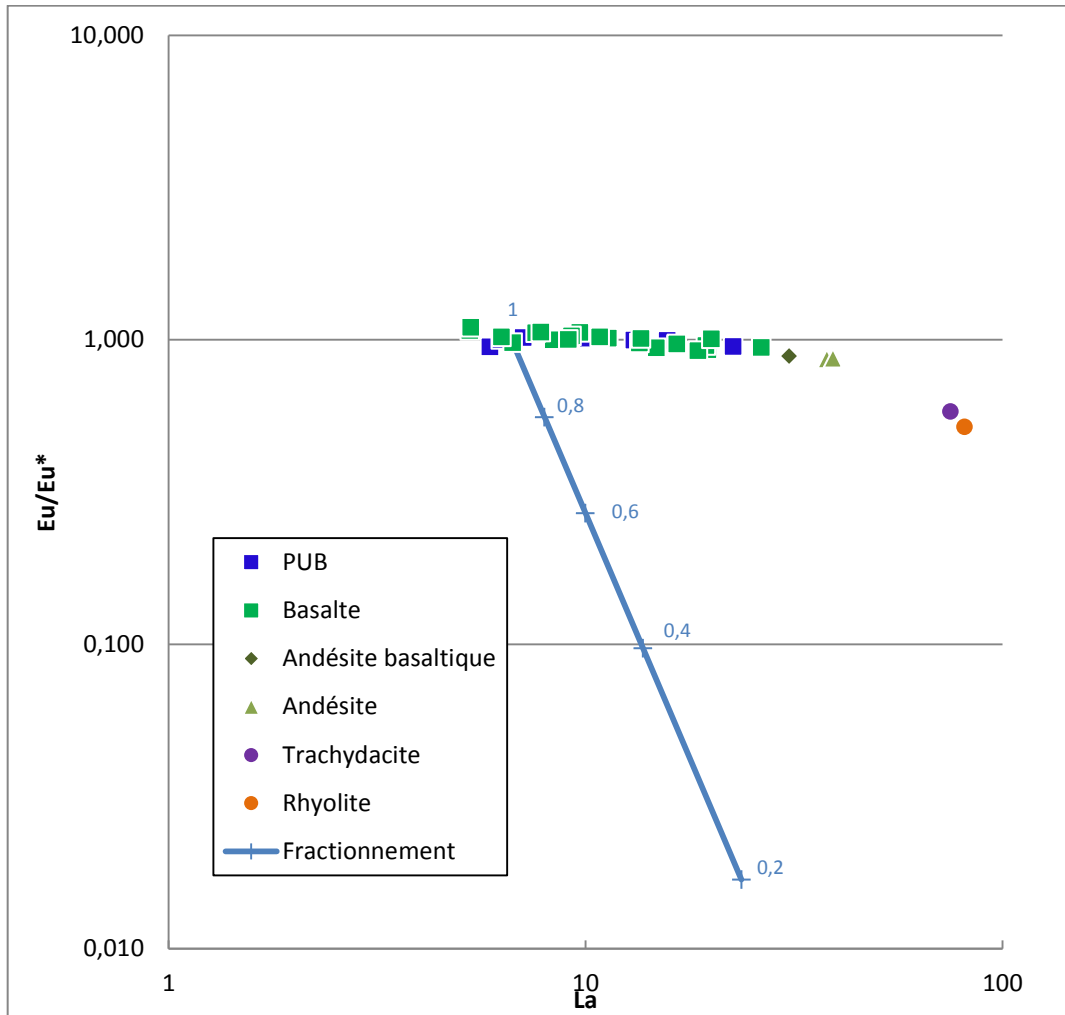


Figure 69 : Graphique représentant les concentrations d’euprium (Eu) divisé par la tendance d’euprium sans anomalie en euprium (Eu*) en fonction du lanthane (La) des basaltes aux rhyolites, ainsi que le fractionnement observé avec les mesures de D de nos données en bleu. Les nombres sur le graphique correspondent aux taux du fractionnement.

La tendance générale des courbes bleues et rouges représentant le fractionnement selon le coefficient de partage de nos données et des coefficients de partage moyen de la littérature selon Bédard (2006) ne semble pas être vraiment en accord avec la tendance générale des données roches totales de nos échantillons. En effet pour les figures 66, 67 et 68 il semble que les courbes de fractionnement suivent plus ou moins la même direction que les données roches totales avec

cependant une quantité inférieure en lanthane (La). Puis lorsque l'on observe la figure 69, il est possible de s'apercevoir qu'il n'y a pas de courbe rouge (représentant les coefficients de partage des données de Bédard (2006)), en fait il n'y avait pas assez de données d'euprium (Eu) pour pouvoir effectuer des calculs cohérents. Cependant avec la courbe bleue correspondant au fractionnement avec nos D, il est possible de voir que la tendance du fractionnement se trouve dans la même direction que celle des roches totales de nos échantillons, cependant il y a là aussi une quantité inférieure en lanthane (La).

7.3.3 Modélisation de la différenciation avec *Pele*

7.3.3.1 Observations

Afin de modéliser l'évolution du fractionnement ainsi que l'évolution du magma formant cette suite volcanique, afin d'observer quelles phases contrôlent sa variation chimique, il a été décidé d'utiliser le logiciel « *Pele* » [(Boudreau, 1999) version 7.07].

Pour réaliser une modélisation de fractionnement du magma avec *Pele*, il faut trouver un magma dans nos données, qui aurait une concentration en élément majeur la plus proche que possible du magma initial. Il est commun de définir un magma originel avec ça concentration en MgO. Selon la littérature (Kaula et al., 1981), les MORB terrestres ont en moyenne $\approx 7\%$ de MgO. Il a donc été décidé d'utiliser l'échantillon LM-13-42 (voir Fig. 70) comme représentant le proche du magma initial pour la modélisation. En effet, celui-ci semble proche du magma initial avec 6,54 % de MgO (analyse roche totale au XRF). Cependant, dans le but de modéliser le fractionnement du magma, il faut établir quelle quantité d'eau (H₂O) est présente dans ce magma et cette donnée fait défaut. Selon Fisher et Schmincke (1984) le pourcentage poids d'eau dans les basaltes des MORB tholeiitiques d'Islande varie de 0,1 à 0,6 %, c'est pourquoi n'ayant pas l'analyse de l'eau exacte le pourcentage de 0,4 %, une tendance intermédiaire a été choisi. De plus,

une pression de 1000 bars (soit 100 MPa \approx 3km de profondeur) est appliquée, dans les conditions redox QFM (Quartz-Fayalite-Magnétite).

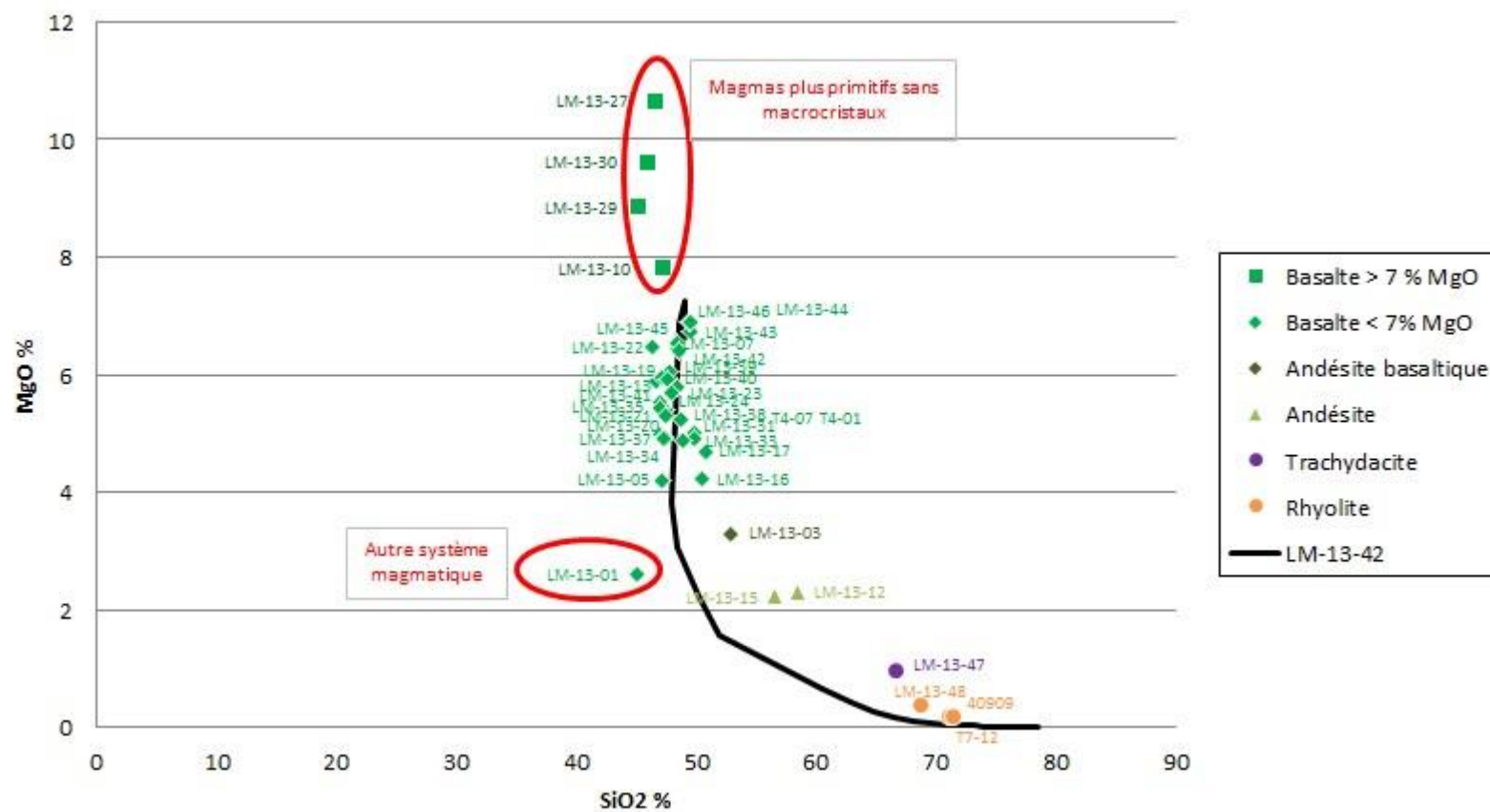


Figure 70 : Graphique du pourcentage de SiO₂ en fonction du pourcentage de MgO des roches totales avec en vert moyen les basaltes, en vert foncé les andésites basaltiques, en vert clair les andésites, en violet les trachydacites et en oranges les rhyolites. Les ellipses rouges mettent en évidence les magmas particuliers ne rentrant pas dans la tendance générale (LM-13-01 provenant d'un autre système magmatique puis LM-13-10, LM-13-27, LM-13-29 et LM-13-30 provenant d'un magma plus primitif et sans macrocristaux). La courbe noire représente l'évolution créée avec le logiciel *Pele*.

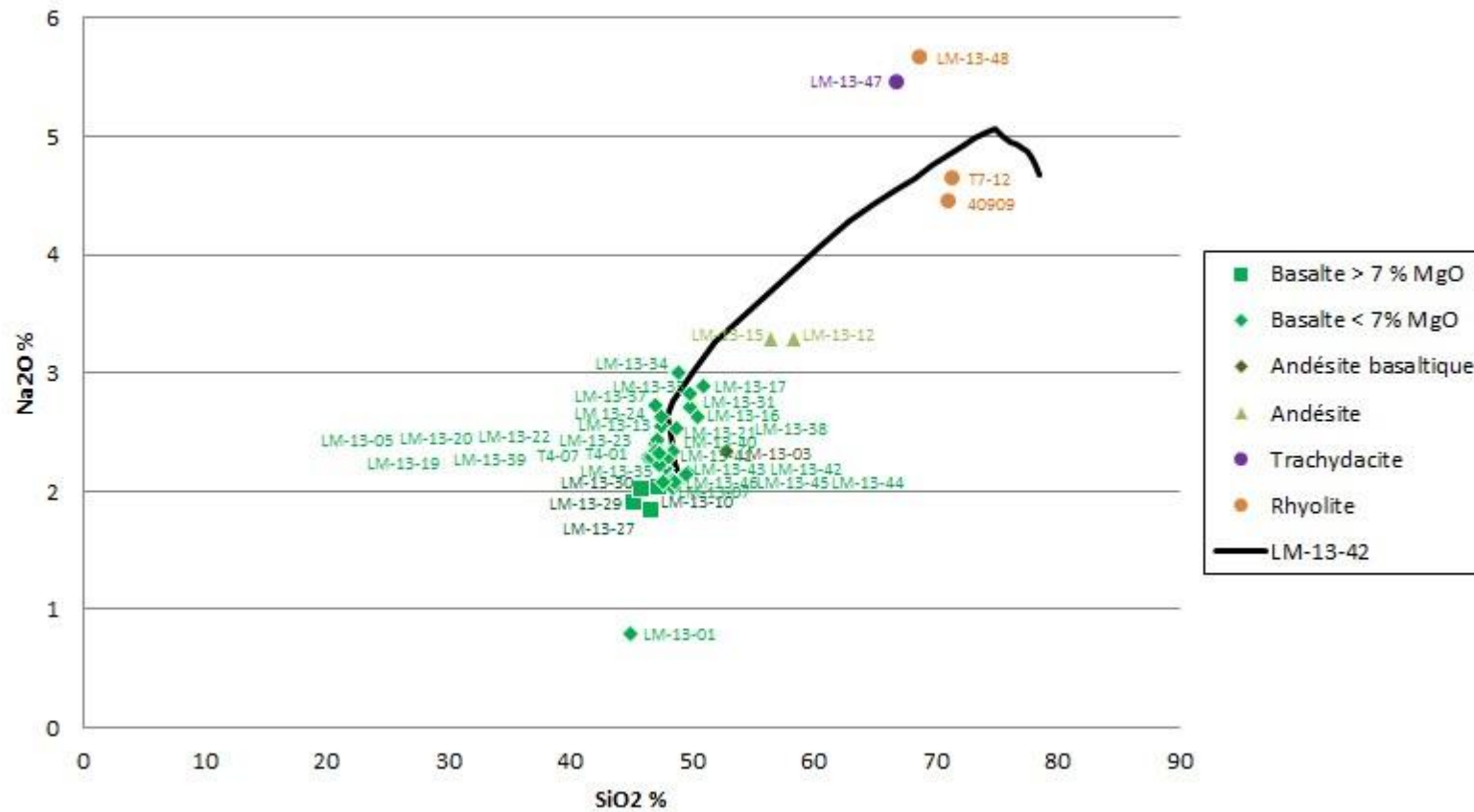


Figure 71 : Graphique du pourcentage de SiO_2 en fonction du pourcentage de Na_2O des roches totales avec en vert moyen les basaltes, en vert foncé les andésites basaltiques, en vert clair les andésites, en violet les trachydacites et en oranges les rhyolites. La courbe noire représente l'évolution créée avec le logiciel *Pele*.

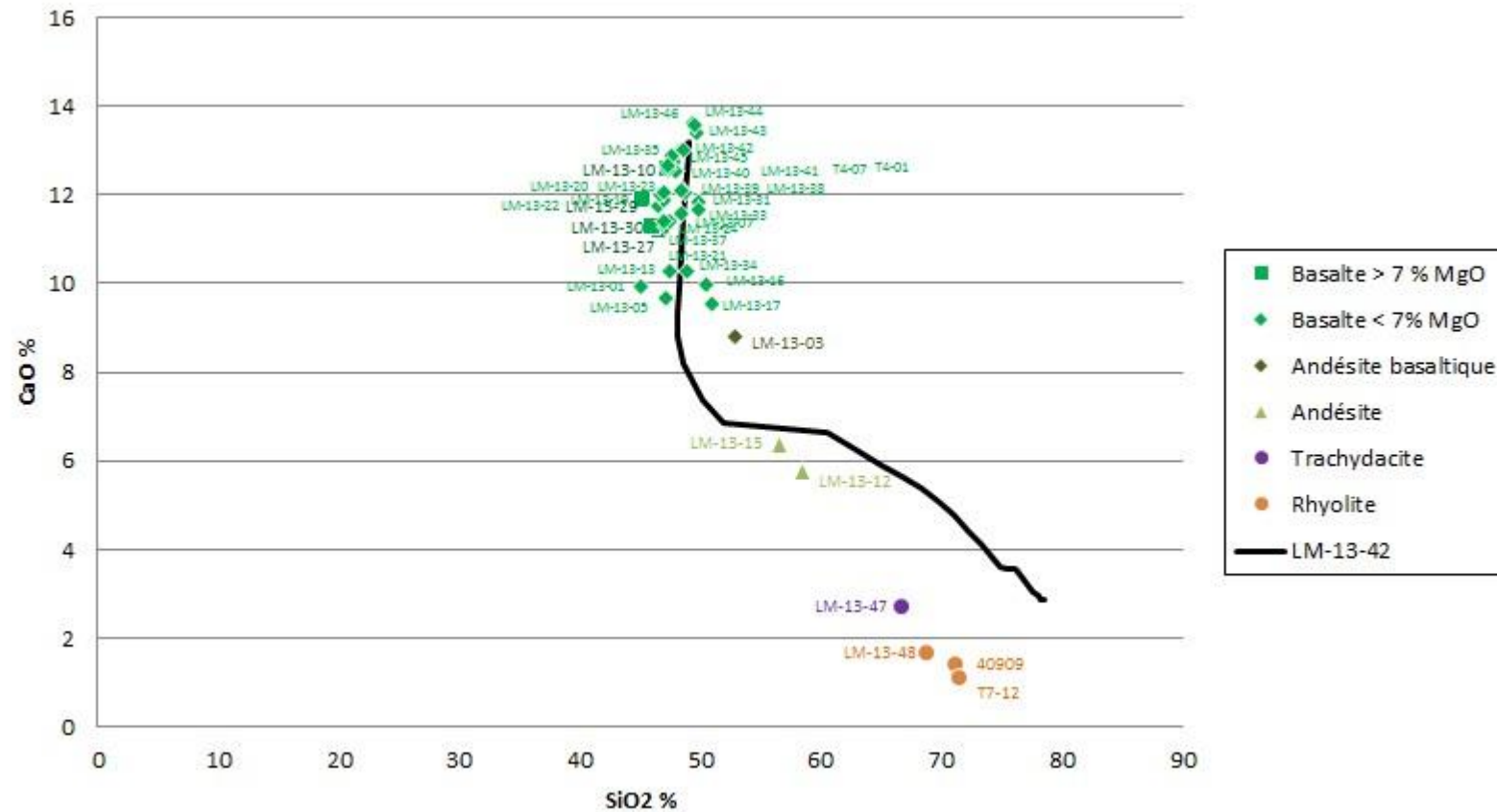


Figure 72 : Graphique du pourcentage de SiO₂ en fonction du pourcentage de CaO des roches totales avec en vert moyen les basaltes, en vert foncé les andésites basaltiques, en vert clair les andésites, en violet les trachydacites et en oranges les rhyolites. La courbe noire représente l'évolution créée avec le logiciel *Pele*.

Sur la figure 70, il est possible d'observer les échantillons de la suite magmatique pris sur le volcan Thingmúli. Les symboles verts moyens représentent les basaltes, ils sont divisés en deux groupes. Le premier groupe correspond aux basaltes ayant un pourcentage de MgO inférieur à 7 (symbolisés par des losanges) et le deuxième groupe quant à lui correspond aux basaltes ayant un pourcentage de MgO supérieur à 7 (symbolisés par des carrés). Les basaltes du deuxième groupe (LM-13-10, LM-13-27, LM-13-29 et LM-13-30) correspondent à des magmas plus primitifs n'ayant que très peu (<2 %) à pas de macrocristaux. Ils ne seront donc pas utiles à la modélisation du fractionnement du magma. Le losange vert foncé représente une andésite basaltique, les triangles verts clairs représentent les andésites, le rond violet représente une trachydacite et les ronds orange représentent les rhyolites. La courbe noire représente l'évolution du magma selon la modélisation créée par le logiciel *Pele*. Il en est de même avec les figures 71 et 72 pour le sodium et le calcium respectivement. La modélisation semble suivre plus ou moins la tendance des roches de Thingmúli.

Les figures 73, 74, 75 et 76 montrent les paramètres avant et après l'exécution de la modélisation.

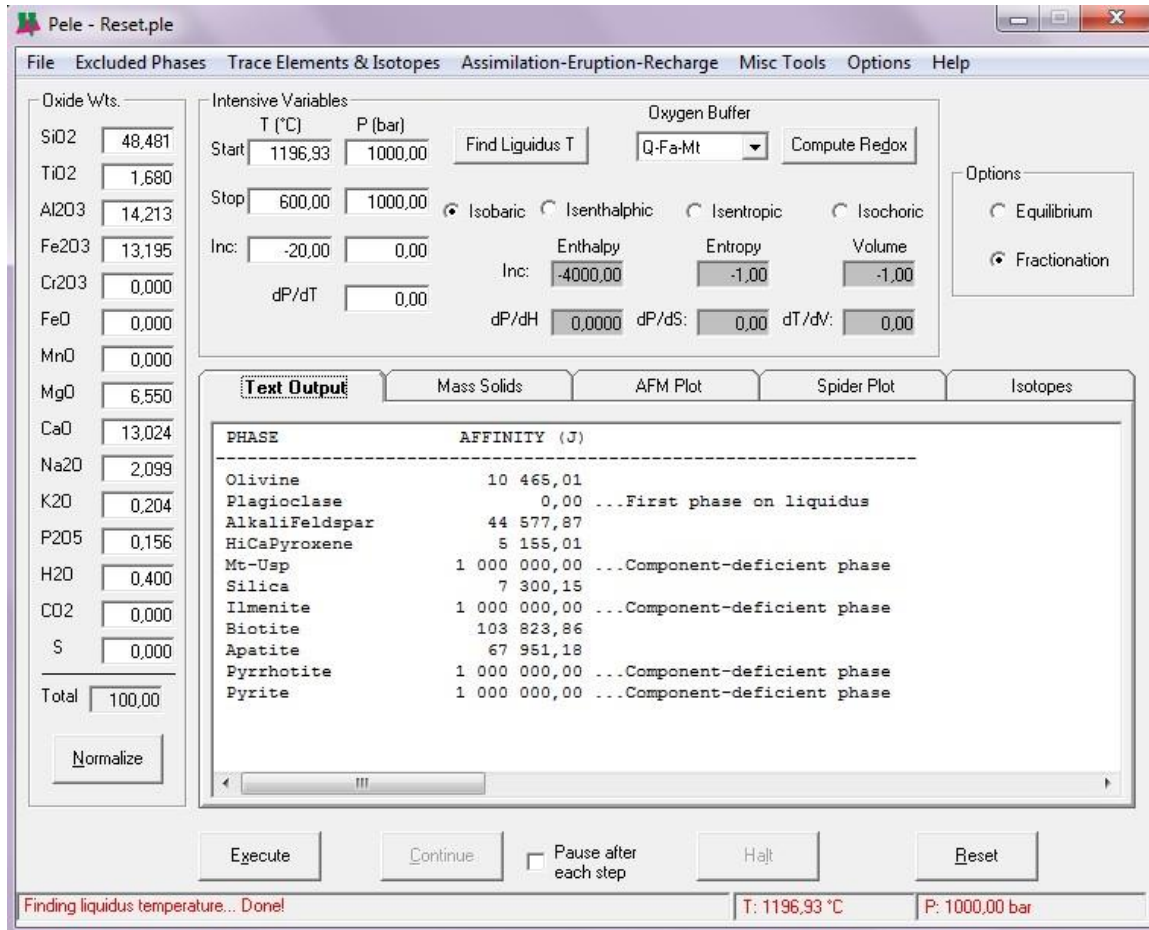


Figure 73 : Capture d'écran du logiciel *Pele* après avoir entré les tous les paramètres et juste avant l'exécution.

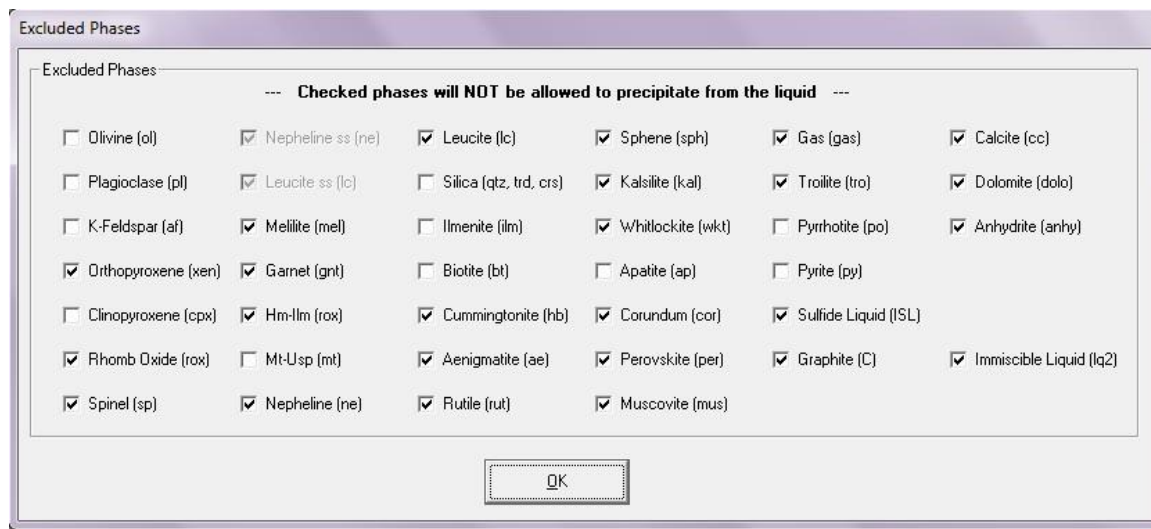


Figure 74 : Capture d'écran représentant toutes les phases minérales offertes par le logiciel *Pele*. Les phases minérales cochées représentent les minéraux exclus de la modélisation. Il ne peut donc se former que les phases minérales non cochées.

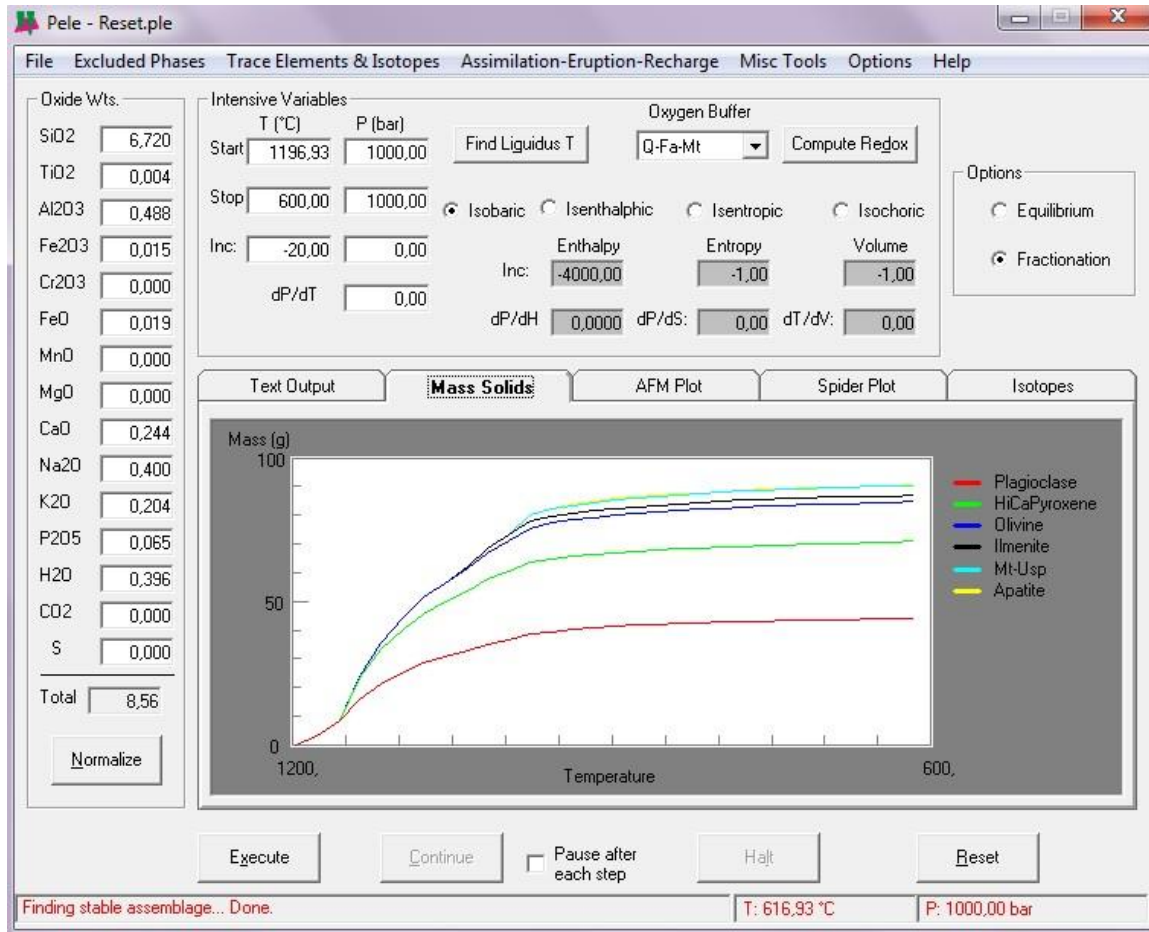


Figure 75 : Capture d'écran du logiciel *Pele* après avoir entré les tous les paramètres et une fois l'exécution réalisée. Ici avec la représentation de la masse de cristaux (plagioclases, olivines, clinopyroxènes, ilménite, magnétite, apatites et feldspaths alcalins) formés en fonction du refroidissement de la température.

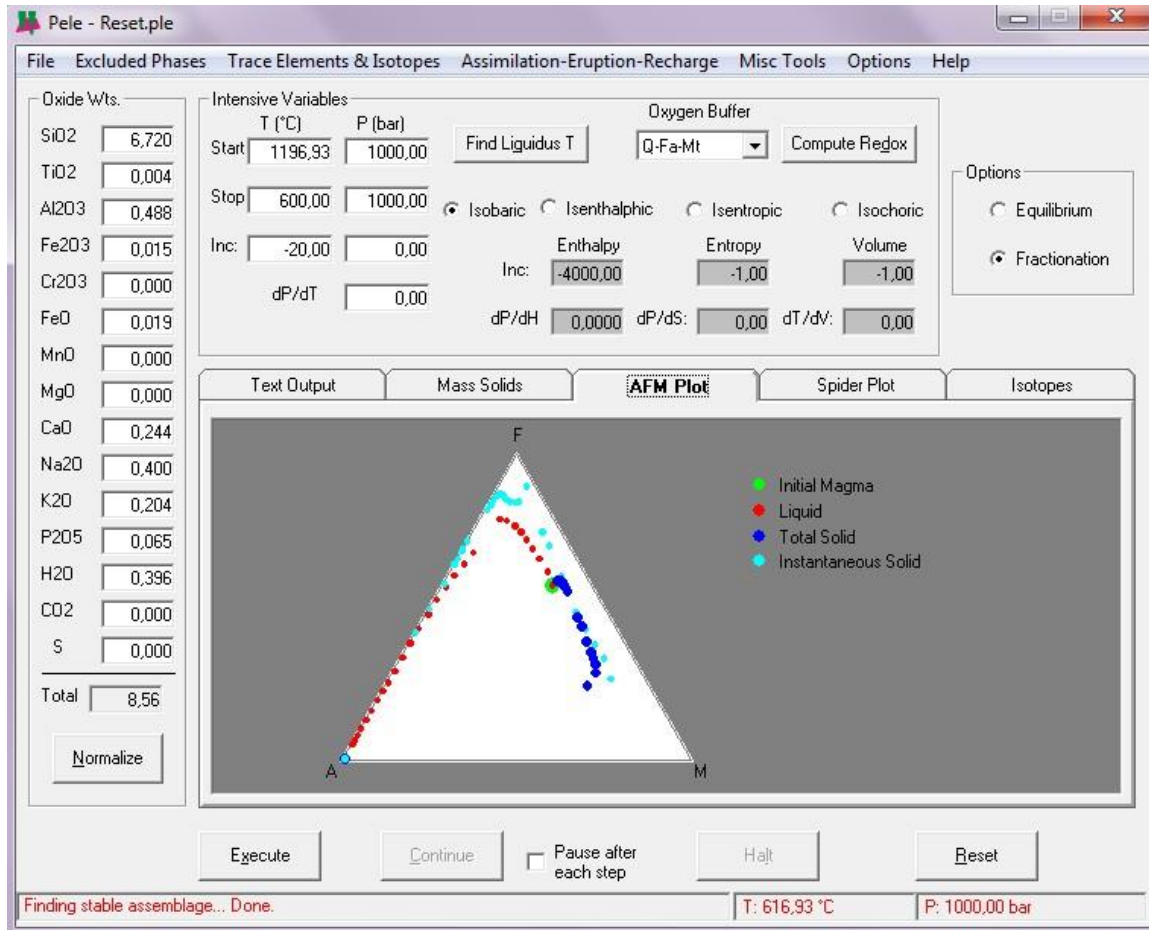


Figure 76 : Capture d'écran du logiciel *Pele* après avoir entré tous les paramètres et une fois l'exécution réalisée. Ici avec la représentation AFM de l'évolution du liquide restant en fonction de la cristallisation des cristaux.

Suite à la modélisation, *Pele* a indiqué que lors de la diminution de la température de 1200 °C à 600 °C, il y a cristallisation de plagioclases (44,2 %), d'olivine (13,71 %), de clinopyroxène (26,7 %), d'ilménite (2,13 %), de magnétite (3,3 %) et d'apatite (0,21 %).

La figure 77 représente deux graphiques du pourcentage d'oxydes présents dans le liquide restant en fonction de la température. Les lignes pointillées représentent le moment d'apparition des phases minérale (plagioclase, olivine, clinopyroxène, oxydes de fer, apatite et feldspath alcalin). Sur ces graphiques, il est possible d'observer qu'aux environs de 1000 °C il commence à y avoir une

diminution de la concentration des oxydes du graphique de gauche (Al_2O_3 , CaO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 et MgO) et une augmentation de la concentration des oxydes du graphique de droite (SiO_2 , Na_2O , K_2O , H_2O et P_2O_5).

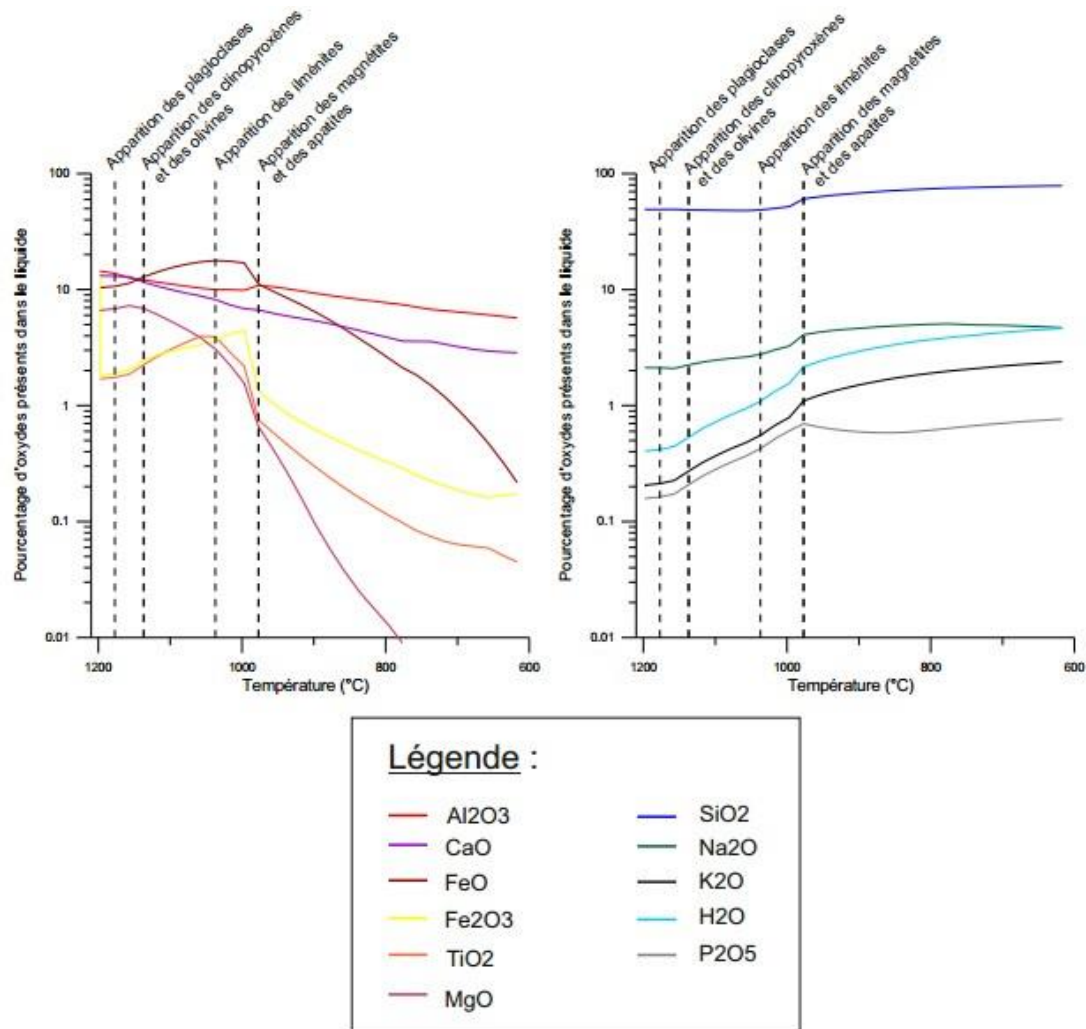


Figure 77 : Graphiques du pourcentage d'oxydes dans le liquide restant en fonction de la température en Celsius.

La figure 78 représente un graphique du pourcentage de cristaux de plagioclase, de clinopyroxène, d'olivine, de magnétite, d'ilménite, d'apatite, et de feldspath alcalin en fonction de la température. Sur ce graphique, il est possible d'observer que de 1200 °C à 1000 °C il a

cristallisation de plagioclase, d'olivine, de clinopyroxène et d'ilménite, puis ces minéraux atteignent un plateau. Dès les 1000 °C passés, il y a cristallisation de la magnétite jusqu'à 650 °C et de l'apatite jusqu'à 800 °C. Enfin, de 700 à 600 °C il y a apparition de cristaux de feldspath alcalins.

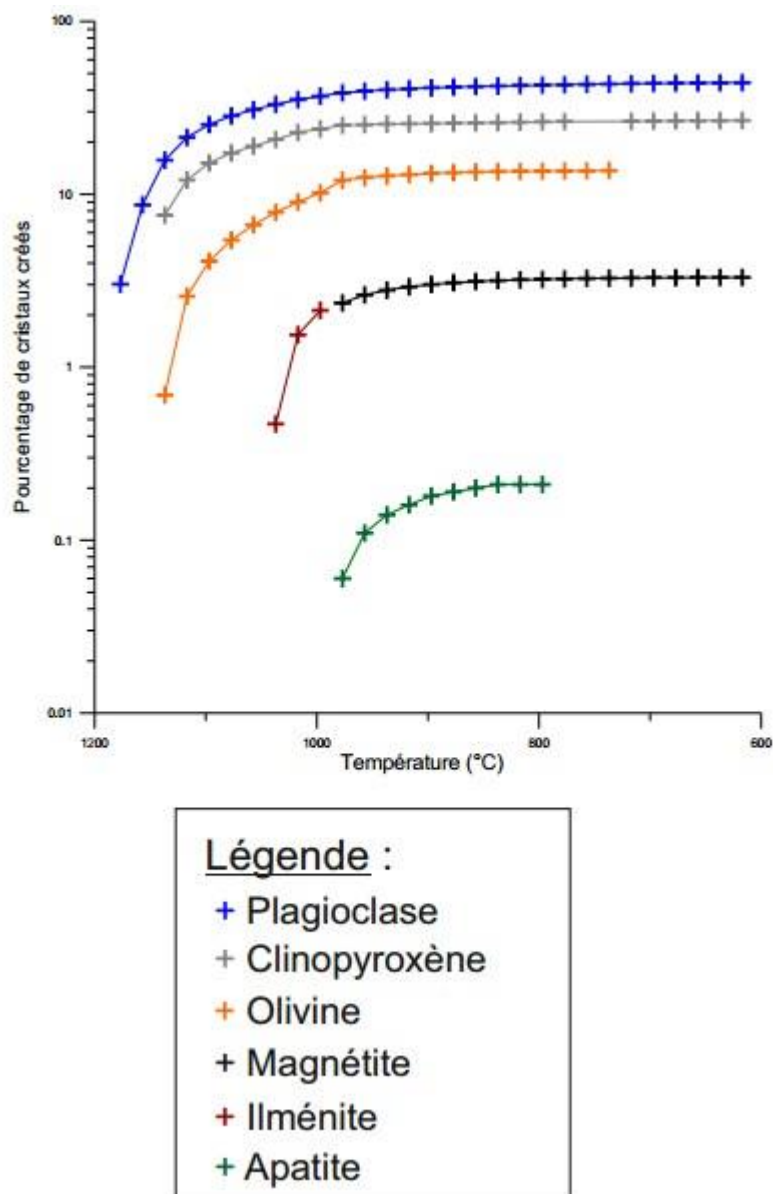


Figure 78 : Graphiques du pourcentage de cristaux en fonction de la température en Celsius.

7.3.3.2 Interprétations

Afin de vérifier si ces données sont correctes il nous faut répondre à deux questions : premièrement est-ce que *Pele* modélise la minéralogie observée dans les échantillons ramassés à Thingmúli ? Deuxièmement, s'il y a séparation des minéraux cumulés, est-ce que le résultat correspond aux observations dans les roches de Thingmúli ?

1) La minéralogie proposée par *Pele* est en accord avec ce qui se retrouve dans les roches de la suite magmatique de Thingmúli (voir chapitre 4 : pétrologie). En effet, *Pele* propose l'apparition de plagioclases, d'olivines, de clinopyroxènes, d'oxydes de fer (magnétite, ilménite), d'apatites (dans les andésites), et de feldspaths alcalins. En effet, de 1200 °C à 1000 °C tout commence par un basalte qui va évoluer pour produire d'autres basaltes, d'où la cristallisation de phases comprenant ces oxydes : Al_2O_3 , CaO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 et MgO associés aux minéraux les plus mafiques (plagioclases calciques, olivines, clinopyroxènes et ilménite). Puis, d'environ 1000 °C à 700 °C, il y a cristallisation des roches intermédiaires (andésites), ce qui correspond à la cristallisation de la magnétite et de l'apatite qui selon le chapitre 5 (géochimie) se retrouve en plus grande partie dans les andésites de cette étude. Les roches felsiques cristallisent entre 800 °C et en dessous de 600 °C ce qui correspond à l'apparition des feldspaths alcalins de la modélisation.

2) La cristallisation des plagioclases se produit majoritairement entre 1200 et 1000 °C donc la plupart des plagioclases se retrouvant dans les roches intermédiaires et felsiques à températures de formation plus froides se sont formés plus tôt (lors de la formation des basaltes). En effet, entre 1200 °C et 1000 °C il s'est formé 45,16 % de plagioclases, alors que de 1000 °C à 600 °C (ce qui représente un écart deux fois plus grand en température) il ne s'est cristallisé que 5,86 % de cristaux de plagioclases. Donc ils ne peuvent à eux seuls expliquer l'évolution et la variation chimique de la suite magmatique. Effectivement, selon le chapitre 4 (pétrologie) dans les rhyolites de Thingmúli il y

a aux alentours de dix pour cent de macrocristaux de plagioclases, alors que dans les andésites préalablement formées il y a 4 à 5 % seulement de macrocristaux de plagioclases. De plus lors de la création des rhyolites selon la modélisation de *Pele* il n'y a que très peu à quasiment pas de diminution de quantité de CaO, Na₂O, Al₂O₃ et SiO₂ (éléments composant les plagioclases) dans le liquide restant.

Le tableau 12 représente les compositions des oxydes majeurs (obtenues par fluorescence X) des rhyolites de la série magmatique de Thingmúli et la composition moyenne d'une rhyolite selon la modélisation de *Pele*. Il est donc possible de s'apercevoir qu'il semble rester plus de silice (4,69 à 7,62 % de plus), de calcium (1,44 à 2,29% de plus) et de phosphore (0,64 à 0,65 % de plus) dans la modélisation que ce qui est réellement observé. Dans la modélisation, il y a de plus un manque assez conséquent en aluminium (6,79 à 8,07 % de moins) par rapport à la réalité observée ainsi que de titane (0,25 à 0,31 % de moins), de magnésium (0,136 à 0,346 % de moins) et de fer ferrique (1,63 à 3,57 % de moins). Ce qui laisse penser qu'un ajout de magma plus primitif a pu être fait avant ou lors de la création des rhyolites permettant la création de plus de macrocristaux de plagioclases qu'attendu.

Tableau 12 : Compositions des éléments majeurs des rhyolites de Thingmúli par rapport à la modélisation de *Pele*.

	LM-13-48	40909	40911	40912	T7-12	<i>Pele</i>
SiO₂	68,77	71,18	71,7	71,31	71,48	76,39
TiO₂	0,39	0,34	0,35	0,33	0,33	0,08
Al₂O₃	14,76	13,48	13,94	13,54	13,64	6,69
Fe₂O₃	3,8	3,11	2,91	1,86	2,02	0,23
FeO	Nd	1,33	1,34	1,85	2,05	1,36
MgO	0,35	0,17	0,14	0,15	0,15	0,004
CaO	1,67	1,41	1,14	1,93	1,08	3,37
Na₂O	5,66	4,45	4,83	4,36	4,64	4,91
K₂O	4,07	2,76	2,66	2,79	2,77	2,13
P₂O₅	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,69

Pour vérifier les résultats, notre modélisation est donc comparée à l'étude de Charreteur et al. (2013). Cela dit, il faut savoir que l'objectif principal de Charreteur repose sur la fin du système (c'est-à-dire l'étude des rhyolites) alors que dans cette maîtrise l'intérêt porte plutôt sur le début du système (lors de la création des macrocristaux). Selon l'étude de Charreteur et al. (2013) avec le logiciel de modélisation *MELTS*, les roches volcaniques de Thingmuli seraient formées par cristallisation fractionnée d'un magma parental, mais aussi par mélange des magmas et assimilation de la croûte. Selon, lui il y a deux types de roches felsiques, une riche en fer ($HFe > 13\%$ poids FeO et $< 2\%$ poids MgO) apparaissant dans des conditions oxydées QMF et une pauvre en fer (LFe) apparaissant dans des conditions réductrices QMF-1. Les tampons QFM (Quartz-Fayalite-Magnétite) et QFM-1 sont des thermomètres minéral et baromètres d'oxydation utilisés pour calculer les températures et la fugacité d'oxygène des magmas (Righter et Neff, 2007). Charreteur et al. (2013) a donc réalisé deux modèles de cristallisation, dans ces deux modèles, seule la fugacité d'oxygène varie, tous les autres paramètres d'entrée sont identiques. Afin de réaliser cette modélisation Charreteur et al. (2013) a choisi une lave basaltique la plus primitive avec une concentration de 6,4 % poids de MgO et une teneur initiale en eau de 0,5 % poids, ainsi qu'une pression de 50 Mpa ce qui ressemble aux paramètres de notre modélisation avec *Pele*.

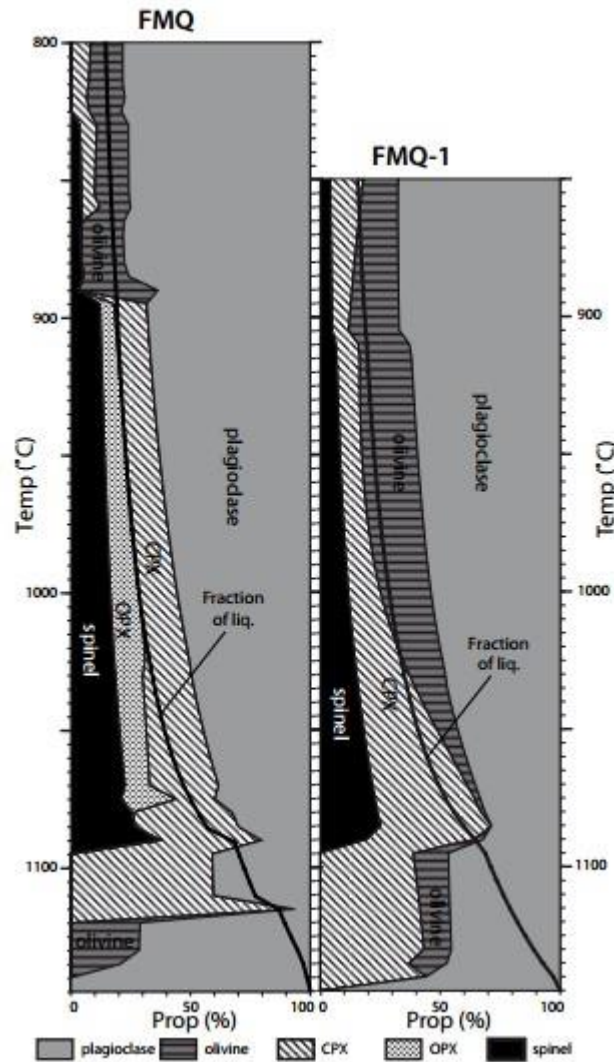


Figure 79 : Résultats des modélisations de Charreteur et al. (2013) avec *MELTS*. Proportion de minéraux fractionnés et fraction de liquide résiduel (ligne noire) en fonction de la température prédite par les modèles de *MELTS* (tirée de Charreteur et al. (2013)).

Notre modélisation (voir Fig. 78) se trouve à mi-chemin entre les deux modèles de Charreteur et al. (2013) (voir Fig. 79). En effet, du début de la modélisation jusqu'à une baisse de la température à 1100 °C, les mêmes phases sont présentes : plagioclase, clinopyroxène et olivine. Puis avec un abaissement de la température apparaissent les minéraux mafiques opaques (spinelle

pour Charreteur et magnétite/ilménite pour nous). La modélisation effectuée à l'aide de *Pele* dans des conditions QFM (voir Fig. 73 à 78) ressemble donc beaucoup au modèle QFM-1 effectué avec *MELTS* (voir Fig. 79) de Charreteur et al. (2013) pour l'apparition des phases minérales.

Après une multitude de comparaisons exhaustives entre les deux modèles (oxydé et réduit). Charreteur et al. (2013) finit par conclure que la tendance HFe des laves Thingmuli est mieux expliquée par cristallisation fractionnée dans des conditions légèrement réductrices. La pétrogenèse des roches intermédiaires et silicique LFe est dominée par un mélange entre rhyolite et ferro-basalte, ainsi que par une assimilation de la croûte hydratée dans des conditions de cristallisation fractionnée oxydantes (Charreteur et al., 2013). D'après l'auteur la principale différence entre les roches felsiques HFe et LFe est due à un processus de mélange de magma dans un système subalcalin. Au final selon cet auteur, l'identification de ces deux tendances de composition au sein d'un système volcanique unique montre que les généralisations sur la relation entre les compositions de roches intermédiaires et siliciques sont plus complexes et diverses qu'il n'y paraît (voir Fig. 15). Donc Charreteur et al. (2013), nous conforte sur le fait qu'il c'est bien passé quelque chose entre la cristallisation des andésites et des rhyolites.

7.4 Conclusion

7.4.1 Nature des macrocristaux

Selon les calculs avec les équations de Namur et al. (2012) et la comparaison des coefficients de partage avec les données de Bédard (2006), il semble que la plupart des macrocristaux qui composent les roches : 040909 et T7-12, LM-13-12, LM-13-15, LM-13-03, LM-13-16, LM-13-21, LM-13-31, LM-13-33, LM-13-37 et LM-13-46 soient des antécristaux en déséquilibre avec le liquide initial. Il semble de plus que dans la plupart de ces roches, le liquide initial ait déjà eu un fractionnement des plagioclases hormis LM-13-46 qui semble provenir d'une

accumulation de plagioclases. Tandis que les macrocristaux de T4-01, LM-13-23 et LM-13-47 semblent correspondre à des phénocristaux en équilibre avec le liquide initial. Pour T4-07 selon la méthode de Namur et al. (2012), il semble que la majorité des macrocristaux soient des phénocristaux, mais avec les comparaisons avec les données de Bédard (2006) il se peut que la majorité de ces macrocristaux soient plutôt des xénocristaux.

Selon l'étude des macrocristaux de plagioclases par les courbes CSD il est possible de s'apercevoir qu'il y a deux types de populations de plagioclases dans les basaltes, soit des plagioclases matures et des plagioclases immatures (voir Tableau 11). Les plagioclases matures sont composés de phénocristaux et d'antécristaux, tandis que les plagioclases immatures sont composés uniquement d'antécristaux. Cette observation permet de déduire qu'il y aurait eu au moins deux injections de basaltes dans le système. Au niveau des rhyolites, il est aussi possible d'observer le même type de séparation. En effet, certaines rhyolites contiennent des populations de macrocristaux de plagioclases plus matures que les autres. Ce qui pourrait impliquer au moins une injection de magma lors de la création du magma rhyolitique. Cela pourrait peut-être converger vers les observations de Charreter et al. (2013) qui indique qu'il y a deux types de rhyolites distinctes à Thingmúli.

7.4.2 Diversité des magmas par rapport à la cristallisation fractionnée des macrocristaux de plagioclases.

Lors du fractionnement, l'effet de la cristallisation des macrocristaux de plagioclases ne semble pas faire une grande différence entre le liquide restant et les concentrations roches totales. En effet, selon le bilan de masse effectué, l'écart créé entre les valeurs de liquide restant et les valeurs de roches totales n'est pas suffisant (1 à 3 %) par rapport à la réalité observée.

Suite à la vérification du fractionnement de Rayleigh (Fig. 66 à 69), il a été montré que la tendance générale des courbes bleues (fractionnement illustré avec nos coefficients de partage) et rouges (fractionnement illustré avec les coefficients de partage de la compilation de Bédard (2006)) ne semblaient pas être vraiment en accord avec la tendance générale des données roches totales de nos échantillons. Or, si le fractionnement ne suit pas la tendance générale créée par les roches totales, cela signifie que les macrocristaux de plagioclases ne sont pas les seuls responsables de l'évolution chimique du magma. Un besoin de participation importante d'autres phases telles que l'olivine et le pyroxène semble confirmé.

Pour finir, la modélisation avec le logiciel *Pele* a démontré que la cristallisation des plagioclases se produit majoritairement entre 1200 et 1000 °C, donc que la plupart des plagioclases se retrouvant dans les roches intermédiaires et felsiques à températures de formation plus froides se sont formés plus tôt, dans un liquide basaltique. En effet, entre 1200 °C et 1000 °C il s'est formé 45,16 % de plagioclases, alors que de 1000 °C à 600 °C (ce qui représente un écart deux fois plus grand en température) il ne s'est produit que 5,86 % de cristaux de plagioclases. Donc les macrocristaux de plagioclases ne peuvent pas à eux seuls expliquer l'évolution et la variation chimique de la suite magmatique.

En conclusion, le fractionnement simultané de plusieurs phases minérales (plagioclases, clinopyroxènes, magnétites...) ainsi qu'un apport extérieur de matière semble être à l'origine de la différenciation du magma de la suite volcanique de Thingmúli.

Bibliographie

- Albarède, F., 2001. *La Géochimie*. Gordon and Breach, 200pp. pp.
- Allègre, C.J., Minster, J.F., 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 1-25.
- Bates, R.L., Jackson, J.A., 1987. *Glossary of Geology*. AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE, Alexandria, Virginia, 788 pp.
- Bédard, J.H., 2006. Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(14): 3717-3742.
- Bingham, E.C., 1916. An Investigation of the Laws of Plastic Flow, U.S. Bureau of Standards Bulletin, pp. 309-353.
- Boudreau, A., 1999. PELE a version of the MELTS software program for the PC platform. *Computers & Geosciences*, 25(2): 201-203.
- Bowen, N.L., 1913. The melting phenomena of the plagioclase feldspars. *American Journal of Science*(210): 577-599.
- Brunfelt, A.O., Roelandts, I., 1974. Determination of rare earths and thorium in apatites by thermal and epithermal neutron-activation analysis. *Talanta*, 21(6): 513-521.
- Carmichael, I.S.E., 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in eastern Iceland. *Journal of Petrology*, 5(3): 435-460.
- Carmichael, I.S.E., 1967. The mineralogy of Thingmuli, a tertiary volcano in Eastern Iceland. *The American Mineralogist*, 52: 1815-1841.
- Charretier, G., Tegner, C., Haase, K., 2009. Two differentiation trends in the Thingmuli volcano, Eastern Iceland, AGU Fall Meeting Abstracts, pp. 06.
- Charretier, G., Tegner, C., Haase, K., 2013. Multiple ways of producing intermediate and silicic rocks within Thingmúli and other Icelandic volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(2): 471-490.
- Davidson, J.P., Morgan, D.J., Charlier, B.L.A., Harlou, R., Hora, J.M., 2007. Microsampling and Isotopic Analysis of Igneous Rocks: Implications for the Study of Magmatic Systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1): 273-311.
- Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984. *Pyroclastic rocks*, 472. Springer-Verlag Berlin.
- Foucault, A., Raoult, J.-F., 2010. *Dictionnaire de Géologie-7e édition*. Dunod.
- Ghiorso, M.S., Sack, R.O., 1995. Chemical Mass-Transfer in Magmatic Processes .4. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated-Temperatures and Pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3): 197-212.
- Higgins, M.D., 2002. A crystal size-distribution study of the Kiglapait layered mafic intrusion, Labrador, Canada: evidence for textural coarsening. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3): 314-330.
- Higgins, M.D., 2006. *Quantitative Textural Measurements in Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge, 276 pp.
- Higgins, M.D., 2010. Textural coarsening in igneous rocks. *International Geology Review*, 53(3-4): 354-376.
- Higgins, M.D., 2011. Quantitative petrological evidence for the origin of K-feldspar megacrysts in dacites from Taapaca volcano, Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(4): 709-723.
- Jerram, D.A., Cheadle, M.C., Philpotts, A.R., 2003. Quantifying the building blocks of igneous rocks: are clustered crystal frameworks the foundation. *J. Petrol.*, 44: 2033.

- Jochum, K.P., Stoll, B., Herwig, K., Willbold, M., 2007. Validation of LA-ICP-MS trace element analysis of geological glasses using a new solid-state 193 nm Nd:YAG laser and matrix-matched calibration. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 22(2): 112-121.
- Jochum, K.P. et al., 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610–617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4): 397-429.
- Kaula, W. et al., 1981. Basaltic volcanism on the terrestrial planets. Pergamon Press, Oxford-New York-Frankfurt-Paris-Sydney-Toronto-Tokyo. 1286 pp., 1.
- Langmuir, C.H., 1989. Geochemical consequences of in situ crystallization. *Nature*, 340(6230): 199-205.
- Lawver, L.A., Müller, R.D., 1994. Iceland hotspot track. *Geology*, 22(4): 311-314.
- Le Maître, R. et al., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 193. Blackwell Oxford.
- Mader, H.M., Llewellyn, E.W., Mueller, S.P., 2013. The rheology of two-phase magmas: A review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257(0): 135-158.
- Marsh, B., 1988a. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(3): 277-291.
- Marsh, B.D., 1988b. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99: 277.
- Namur, O., Charlier, B., Toplis, M.J., Vander Auwera, J., 2012. Prediction of plagioclase-melt equilibria in anhydrous silicate melts at 1-atm. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(1): 133-150.
- Righter, K., Neff, K., 2007. Temperature and oxygen fugacity constraints on CK and R chondrites and implications for water and oxidation in the early solar system. *Polar science*, 1(1): 25-44.
- Ringwood, A.E., 1979. *Origin of the Earth and Moon*. Springer-Verlag, New York 295 pp.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical (Harlow, Essex, England and New York) 352 p pp.
- Schmidt, M.W., Forien, M., Solferino, G., Bagdassarov, N., 2012. Settling and compaction of olivine in basaltic magmas: an experimental study on the time scales of cumulate formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(6): 959-976.
- Shaw, H.R., Wright, T.L., Peck, D.L., Okamura, R., 1968. The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. 266: 225-264.
- Sigmarsson, O., MacLennan, J., Carpentier, M., 2008. Geochemistry of igneous rocks in Iceland: A review. *Jökull*, 58.
- Simakin, A.G., Bindeman, I.N., 2008. Evolution of crystal sizes in the series of dissolution and precipitation events in open magma systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4): 997-1010.
- Sinha, S.P., 1983. *Systematics and the Properties of the Lanthanides*, 109. Springer.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*, Medium: X; Size: Pages: 328 pp.
- Thordarson, T., Höskuldsson, Á., 2008. Postglacial volcanism in Iceland. *Jökull*, 58: 197-228.
- Vidal, P., 1998. *Géochimie*. Dunod.
- Wagner, C., 1961. Theorie der Alterung von Niederschlägen durch Umlösen (Ostwald-Reifung). *Zeitschrift für Elektrochemie, Berichte der Bunsengesellschaft für physikalische Chemie*, 65: 581–591.
- Walker, G.P.L., 1957. Geology of the Reydarfjörður Area, Eastern Iceland. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 114: 367-391.

- Walker, G.P.L., 1966. Acid volcanic rocks in Iceland. *Bulletin Volcanologique*, 29(1): 375-402.
- Winter, J.D., 2010. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.

Annexes

Annexe 1 : Résultats d'analyses compilés p. 167

Annexe 2 : Zonations entre les bordures et le cœur des plagioclases p. 210

Annexe 3 : Images de cathodoluminescence de plagioclases p. 228

Annexe 1 : Résultats d'analyses compilés

1. Résultats d'analyses au XRF (tableaux 1 à 8)
2. Résultats d'analyses à la microsonde électronique (tableaux 9 à 24)
3. Résultats d'analyses au LA-ICP-MS (tableaux 25 à 31)

Tableau 13a : Résultats de l'analyse en % des éléments majeurs de dix basaltes au XRF.

	LM-13-01	LM-13-05	LM-13-07	LM-13-10	LM-13-13	LM-13-16	LM-13-17	LM-13-19	LM-13-20	LM-13-21
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
SiO₂	45,03	47,19	48,38	47,30	47,52	50,52	50,90	47,01	46,71	47,11
TiO₂	2,00	3,62	1,79	1,70	3,53	3,00	2,68	2,39	1,89	2,46
Al₂O₃	12,84	13,00	14,78	15,12	13,02	13,39	13,71	15,01	16,08	14,49
Fe₂O₃	14,60	17,58	12,78	11,65	17,64	14,31	13,94	13,66	12,86	14,74
MnO	0,30	0,25	0,15	0,18	0,25	0,22	0,25	0,20	0,17	0,19
MgO	2,60	4,20	6,45	7,79	5,39	4,24	4,68	5,54	5,90	5,96
CaO	9,94	9,67	11,58	12,56	10,27	9,99	9,53	11,87	12,02	11,26
Na₂O	0,79	2,40	2,04	2,04	2,55	2,63	2,89	2,41	2,29	2,43
K₂O	2,32	0,66	0,48	0,24	0,59	0,76	0,33	0,28	0,24	0,31
P₂O₅	1,17	0,42	0,16	0,19	0,42	0,57	0,57	0,31	0,22	0,29
SO₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	9,39	2,61	2,90	3,00	0,43	2,05	2,17	2,75	3,27	2,63
Total	100,96	101,60	101,48	101,76	101,62	101,68	101,64	101,43	101,65	101,87

Tableau 14a : Résultats de l'analyse en % des éléments majeurs de dix basaltes au XRF.

	LM-13-22	LM-13-23	LM 13-24	LM 13-27	LM 13-29	LM-13-30	LM-13-31	LM-13-33	LM-13-34	LM-13-35
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
SiO₂	46,42	46,97	47,42	46,64	45,27	45,99	49,88	49,84	48,92	47,59
TiO₂	1,99	1,85	2,53	1,35	1,20	2,33	2,05	2,27	3,35	2,16
Al₂O₃	15,93	16,92	13,64	14,89	16,48	14,73	16,46	14,63	13,00	14,55
Fe₂O₃	13,43	11,59	14,97	11,93	12,06	13,70	11,90	13,46	15,77	13,28
MnO	0,19	0,13	0,23	0,17	0,17	0,18	0,17	0,20	0,23	0,17
MgO	6,46	5,43	5,29	10,65	8,84	9,60	5,00	4,91	4,87	5,93
CaO	11,76	12,07	11,40	11,18	11,88	11,26	11,82	11,65	10,28	12,89
Na₂O	2,28	2,34	2,64	1,84	1,89	2,01	2,71	2,82	3,00	2,08
K₂O	0,31	0,23	0,40	0,18	0,30	0,23	0,55	0,40	0,59	0,22
P₂O₅	0,27	0,25	0,35	0,14	0,13	0,29	0,24	0,26	0,44	0,21
SO₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	2,76	3,99	2,22	2,00	2,78	1,37	0,58	1,35	1,01	2,37
Total	101,81	101,76	101,10	100,96	101,01	101,70	101,38	101,79	101,47	101,44

Tableau 15a : Résultats de l'analyse en % des éléments majeurs de dix basaltes au XRF.

	LM-13-37	LM-13-38	LM-13-39	LM-13-40	LM-13-41	LM-13-42	LM-13-43	LM-13-44	LM-13-45	LM-13-46
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
SiO₂	46,98	48,80	48,43	47,89	47,83	48,48	49,63	49,40	48,54	49,51
TiO₂	2,40	2,70	2,32	2,28	2,29	1,68	1,66	1,57	1,71	1,61
Al₂O₃	15,49	14,87	14,53	14,35	14,56	14,21	14,42	14,29	14,31	14,18
Fe₂O₃	13,61	13,83	12,95	12,85	12,88	13,19	13,10	12,98	13,29	13,11
MnO	0,20	0,19	0,17	0,19	0,16	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
MgO	4,96	5,24	5,79	5,70	6,04	6,55	6,74	6,90	6,39	6,88
CaO	11,42	12,05	12,09	12,55	12,75	13,02	13,39	13,62	13,00	13,58
Na₂O	2,73	2,54	2,34	2,28	2,19	2,10	2,16	2,13	2,08	2,14
K₂O	0,58	0,31	0,41	0,39	0,15	0,20	0,20	0,19	0,21	0,18
P₂O₅	0,33	0,27	0,24	0,22	0,19	0,16	0,16	0,15	0,16	0,16
SO₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	2,48	0,81	2,05	2,87	2,52	1,96	0,06	0,00	1,64	0,00
Total	101,19	101,59	101,32	101,56	101,57	101,76	101,73	101,42	101,52	101,55

Tableau 16a : Résultats de l'analyse en % des éléments majeurs de cinq roches au XRF.

	LM-13-03	LM-13-12	LM-13-15	LM-13-47	LM-13-48
	<i>Andésite basaltique</i>	<i>Andésite</i>	<i>Andésite</i>	<i>Trachydacite</i>	<i>Rhyolite</i>
SiO₂	52,86	58,42	56,51	66,81	68,77
TiO₂	2,74	1,74	1,75	0,58	0,39
Al₂O₃	11,97	14,60	14,63	14,72	14,76
Fe₂O₃	14,44	10,49	11,15	5,22	3,80
MnO	0,26	0,25	0,21	0,12	0,11
MgO	3,28	2,31	2,25	0,95	0,35
CaO	8,79	5,76	6,39	2,71	1,67
Na₂O	2,34	3,30	3,30	5,46	5,66
K₂O	1,19	2,07	1,93	3,63	4,07
P₂O₅	0,79	0,72	0,73	0,08	0,05
SO₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
LOI	2,63	1,39	2,52	0,20	0,31
Total	101,29	101,05	101,36	100,48	99,94

Tableau 17a : Résultats de l'analyse en ppm des éléments traces de dix basaltes au XRF.

	LM-13-01	LM-13-05	LM-13-07	LM-13-10	LM-13-13	LM-13-16	LM-13-17	LM-13-19	LM-13-20	LM-13-21
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
Sc	34,52	40,41	39,50	39,46	40,84	34,97	34,86	36,48	40,45	41,76
V	34,49	480,74	295,88	301,97	486,09	316,89	240,57	377,01	320,87	368,44
Cr	4,57	16,86	94,40	98,19	22,58	45,54	9,92	93,36	114,93	82,97
Co	15,58	45,02	47,99	47,25	50,93	32,88	34,81	46,41	44,95	45,63
Ni	3,90	34,26	102,85	109,75	42,72	28,52	24,16	51,92	51,50	46,08
Cu	23,01	145,76	138,91	115,36	169,21	69,48	60,87	116,66	82,03	73,27
Zn	178,06	148,93	91,12	84,53	155,01	140,53	138,61	122,01	101,40	112,66
Ga	25,27	23,16	17,23	17,08	22,40	20,74	22,84	17,78	20,07	19,82
Ge	0,72	1,63	1,58	1,53	1,58	1,44	1,65	1,52	1,53	1,66
Rb	56,49	10,20	12,75	4,00	12,01	17,58	4,46	6,06	2,71	3,11
Sr	256,11	262,14	231,53	242,03	289,51	358,14	302,01	282,88	276,51	259,90
Y	84,59	49,32	27,13	25,96	50,35	56,69	61,06	40,22	30,61	36,81
Zr	450,61	244,58	104,11	101,87	245,23	285,12	295,31	174,98	126,95	163,96
Nb	46,74	25,35	11,06	9,72	24,90	28,19	31,14	17,40	12,06	15,39
Cs	1,54	0,10	0,11	0,39	0,30	0,90	0,49	0,08	0,12	0,08
Ba	277,98	201,76	119,14	71,80	167,41	191,36	191,38	113,69	82,70	109,22
La	41,89	19,67	8,37	7,60	19,45	22,60	26,39	14,80	10,13	13,47
Ce	102,79	48,56	20,70	19,82	48,75	57,14	63,66	35,69	25,55	33,74
Pr	13,36	6,52	2,85	2,80	6,73	7,80	8,43	4,89	3,49	4,49
Nd	62,05	30,74	13,59	13,38	31,26	36,62	39,16	23,11	16,64	21,13
Eu	4,91	2,59	1,39	1,44	2,74	3,14	3,29	2,06	1,62	1,94
Sm	15,63	8,24	4,01	3,92	8,33	9,67	10,32	6,38	4,66	5,79
Gd	16,06	8,56	4,42	4,34	9,00	10,29	10,71	6,87	5,05	6,21
Dy	14,80	8,57	4,68	4,54	9,00	9,86	10,63	6,85	5,28	6,31

	LM-13-01	LM-13-05	LM-13-07	LM-13-10	LM-13-13	LM-13-16	LM-13-17	LM-13-19	LM-13-20	LM-13-21
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
Ho	3,07	1,77	0,95	0,94	1,82	2,03	2,14	1,41	1,08	1,31
Er	8,42	4,88	2,73	2,60	5,17	5,73	6,09	4,01	3,06	3,69
Yb	7,51	4,34	2,43	2,25	4,45	5,01	5,36	3,54	2,64	3,32
Lu	1,11	0,63	0,37	0,34	0,67	0,76	0,78	0,52	0,41	0,49
Hf	10,58	6,27	2,85	2,74	6,36	7,20	7,77	4,61	3,37	4,35
Ta	2,61	1,44	0,62	0,54	1,41	1,62	1,86	0,98	0,66	0,86
W	1,15	1,00	0,71	0,90	0,41	0,40	1,07	1,10	0,57	0,33
Pb	2,66	2,77	2,99	1,16	3,04	6,27	5,10	3,05	3,39	3,87
Th	3,12	1,86	0,83	0,55	1,71	2,01	2,55	1,25	0,88	1,18
U	1,04	0,55	0,27	0,20	0,54	0,62	0,78	0,33	0,22	0,37

Tableau 18a : Résultats de l'analyse en ppm des éléments traces de dix basaltes au XRF.

	LM-13-22	LM-13-23	LM 13-24	LM 13-27	LM 13-29	LM-13-30	LM-13-31	LM-13-33	LM-13-34	LM-13-35
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
Sc	40,20	35,18	43,02	30,63	33,96	33,81	33,72	38,29	39,41	38,39
V	320,43	305,14	370,25	225,15	227,46	281,28	267,99	330,53	396,72	328,70
Cr	87,71	89,78	67,12	454,25	182,05	442,18	86,00	60,20	53,67	43,08
Co	47,92	40,83	1303,30	60,85	58,39	58,47	38,78	43,89	42,75	47,50
Ni	78,14	58,21	640,44	253,22	173,15	211,65	47,26	34,68	143,25	42,92
Cu	114,36	85,82	291,12	102,38	99,39	103,17	105,42	103,92	96,19	131,84
Zn	102,84	102,10	124,60	85,02	79,95	111,46	101,99	119,03	141,65	106,64
Ga	19,93	19,36	22,38	15,50	15,64	17,38	20,23	20,49	23,35	18,08
Ge	1,51	1,54	1,63	1,37	1,43	1,36	1,51	1,62	1,58	1,63
Rb	3,43	2,06	6,00	3,68	5,65	2,49	8,78	12,05	8,90	2,48
Sr	299,55	291,39	262,28	245,20	243,80	337,84	355,78	332,90	349,59	333,11
Y	32,63	33,86	45,35	20,91	21,08	27,24	34,81	39,66	46,38	27,18
Zr	141,52	164,70	238,30	74,68	70,86	132,86	182,46	196,99	236,54	127,06
Nb	13,45	14,66	44,22	6,34	6,14	13,85	17,61	18,92	24,89	12,85
Cs	< 0,05	< 0,05	0,18	0,07	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,12	< 0,05	< 0,05
Ba	106,14	93,54	148,03	64,99	70,55	72,77	142,08	133,04	166,99	77,30
La	11,34	13,57	18,59	5,28	5,31	9,69	15,71	16,53	20,05	9,26
Ce	28,52	31,67	45,25	13,76	13,58	25,57	37,72	40,33	49,57	25,45
Pr	3,87	4,19	6,10	1,97	2,00	3,64	4,96	5,42	6,71	3,59
Nd	18,27	19,75	27,75	9,87	9,98	17,97	22,36	24,81	31,58	17,31
Eu	1,78	1,85	2,33	1,15	1,11	1,77	1,96	2,13	2,83	1,69
Sm	5,06	5,41	7,40	3,00	2,85	4,91	5,90	6,69	8,35	4,85
Gd	5,62	5,61	7,88	3,53	3,27	5,23	6,00	6,67	8,58	5,07
Dy	5,54	5,84	7,93	3,62	3,70	4,83	6,05	6,87	8,42	5,04

	LM-13-22	LM-13-23	LM 13-24	LM 13-27	LM 13-29	LM-13-30	LM-13-31	LM-13-33	LM-13-34	LM-13-35
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
Ho	1,15	1,20	1,63	0,77	0,75	0,97	1,25	1,39	1,66	1,00
Er	3,24	3,32	4,53	2,13	2,15	2,70	3,43	3,90	4,48	2,73
Yb	2,79	3,06	3,91	1,83	1,87	2,21	2,92	3,34	3,85	2,32
Lu	0,44	0,44	0,60	0,28	0,30	0,34	0,44	0,50	0,56	0,34
Hf	3,66	4,27	6,08	2,12	2,06	3,42	4,90	5,38	6,41	3,55
Ta	0,75	0,78	1,25	0,30	0,31	0,82	1,11	1,20	1,51	0,78
W	1,17	1,37	0,88	1,95	1,61	0,25	0,31	0,32	0,40	0,27
Pb	3,78	1,93	2,32	4,09	1,82	1,09	1,70	2,55	6,01	1,44
Th	0,85	0,95	1,36	0,36	0,37	0,37	1,79	1,96	1,79	0,87
U	0,23	0,37	0,34	0,13	0,14	0,11	0,52	0,63	0,55	0,25

Tableau 19a : Résultats de l'analyse en ppm des éléments traces de dix basaltes au XRF.

	LM-13-37	LM-13-38	LM-13-39	LM-13-40	LM-13-41	LM-13-42	LM-13-43	LM-13-44	LM-13-45	LM-13-46
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
Sc	36,34	37,31	39,43	40,25	40,66	46,70	44,64	44,16	45,43	46,08
V	318,02	345,43	327,90	322,19	344,46	339,81	328,76	320,28	337,08	335,60
Cr	74,53	75,87	130,60	131,14	149,57	78,91	82,66	94,63	80,03	99,60
Co	41,58	41,38	45,25	43,95	43,24	51,00	48,60	48,61	51,59	49,29
Ni	38,09	39,79	61,86	54,55	55,31	53,47	55,00	55,19	51,62	57,87
Cu	138,70	147,65	166,62	142,73	132,14	151,90	130,88	126,26	153,16	111,66
Zn	116,54	112,13	107,71	104,98	98,14	100,94	94,00	94,52	99,18	97,38
Ga	20,07	20,21	19,34	19,63	18,79	17,59	16,60	16,62	16,98	17,49
Ge	1,56	1,48	1,70	1,60	1,68	1,79	1,72	1,68	1,84	1,78
Rb	10,01	3,04	8,18	9,06	2,94	4,86	5,16	4,40	5,08	4,24
Sr	339,87	298,58	291,36	291,57	285,89	182,10	181,47	171,95	181,31	179,79
Y	42,05	39,82	33,80	32,50	29,02	31,76	30,93	30,10	31,40	31,70
Zr	216,36	186,61	169,24	147,43	137,41	113,61	108,63	104,84	117,13	109,91
Nb	20,73	15,70	14,35	12,32	11,39	9,55	9,11	8,49	14,59	8,84
Cs	< 0,05	< 0,05	< 0,05	0,08	< 0,05	< 0,05	0,10	0,07	< 0,05	< 0,05
Ba	139,50	90,41	88,50	73,55	48,75	45,69	44,79	40,53	49,18	41,15
La	16,56	13,06	10,81	9,09	7,82	6,69	6,28	5,90	7,08	6,27
Ce	42,74	32,28	28,10	25,17	21,33	18,16	17,80	16,60	19,58	17,38
Pr	5,87	4,93	4,02	3,66	3,16	2,64	2,58	2,40	2,79	2,55
Nd	26,74	23,65	19,01	17,96	15,91	12,81	12,76	12,17	13,63	12,88
Eu	2,35	2,25	1,90	1,78	1,65	1,36	1,39	1,27	1,47	1,41
Sm	7,17	6,59	5,36	5,25	4,58	3,93	3,87	3,70	4,09	3,94
Gd	7,47	7,08	5,88	5,45	4,85	4,51	4,42	4,45	4,70	4,59
Dy	7,45	6,96	5,74	5,72	5,12	5,19	5,09	4,96	5,28	5,13

	LM-13-37	LM-13-38	LM-13-39	LM-13-40	LM-13-41	LM-13-42	LM-13-43	LM-13-44	LM-13-45	LM-13-46
	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>	<i>Basalte</i>
Ho	1,50	1,47	1,18	1,14	1,05	1,11	1,10	1,08	1,14	1,12
Er	4,24	3,94	3,35	3,24	2,86	3,16	3,18	3,14	3,25	3,24
Yb	3,67	3,35	2,79	2,71	2,42	2,92	2,87	2,85	3,05	2,98
Lu	0,53	0,49	0,42	0,39	0,35	0,43	0,45	0,45	0,44	0,45
Hf	5,80	5,14	4,68	4,06	3,87	3,21	3,05	2,97	3,36	3,12
Ta	1,22	0,95	0,85	0,73	0,70	0,59	0,54	0,49	0,65	0,51
W	0,50	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,29	0,59	< 0.2	< 0.2	0,65	0,76
Pb	1,47	1,81	1,88	2,04	1,54	2,23	2,91	1,83	5,30	1,42
Th	1,33	1,13	1,10	0,82	0,75	0,71	0,67	0,58	0,93	0,63
U	0,43	0,30	0,31	0,23	0,22	0,23	0,21	0,19	0,25	0,21

Tableau 20a : Résultats de l'analyse en ppm des éléments traces de cinq différentes roches au XRF.

	LM-13-03	LM-13-12	LM-13-15	LM-13-47	LM-13-48
	<i>Andésite basaltique</i>	<i>Andésite</i>	<i>Andésite</i>	<i>Trachydacite</i>	<i>Rhyolite</i>
Sc	31,32	24,28	23,70	13,32	9,45
V	213,59	87,41	88,15	33,53	6,86
Cr	3,92	< 0.2	< 0.2	7,35	< 0.2
Co	28,70	17,92	18,88	6,05	2,09
Ni	9,56	2,79	1,75	6,11	0,94
Cu	41,77	23,60	23,38	21,43	4,65
Zn	158,73	128,57	132,38	116,07	113,75
Ga	21,68	24,13	23,31	28,91	29,71
Ge	1,63	1,52	1,38	1,67	1,70
Rb	27,89	51,01	47,92	95,54	105,68
Sr	283,12	273,70	277,79	158,18	131,97
Y	67,06	71,81	75,77	70,05	72,85
Zr	326,76	398,03	417,84	730,99	698,40
Nb	35,74	36,62	38,14	104,10	90,55
Cs	0,16	0,24	0,35	0,80	0,82
Ba	259,56	401,63	386,45	470,65	505,56
La	30,78	37,96	39,20	75,11	81,08
Ce	74,73	88,74	92,16	156,23	168,82
Pr	9,66	11,26	11,69	17,41	18,84
Nd	43,74	50,03	51,94	65,26	69,11
Eu	3,41	3,70	3,79	2,43	2,29
Sm	11,36	12,73	12,99	13,22	13,95
Gd	11,88	12,99	13,25	11,72	12,49
Dy	11,55	12,43	13,06	11,54	12,12

	LM-13-03	LM-13-12	LM-13-15	LM-13-47	LM-13-48
	<i>Andésite basaltique</i>	<i>Andésite</i>	<i>Andésite</i>	<i>Trachydacite</i>	<i>Rhyolite</i>
Ho	2,36	2,53	2,68	2,37	2,49
Er	6,76	7,10	7,40	6,80	7,07
Yb	5,95	6,37	6,60	6,32	6,69
Lu	0,87	0,95	1,01	0,92	0,96
Hf	8,17	10,14	10,59	18,68	17,43
Ta	1,99	2,23	2,32	6,66	6,61
W	0,94	1,57	0,86	2,73	2,79
Pb	3,70	5,35	5,65	8,93	9,73
Th	2,94	5,14	5,36	14,74	16,05
U	0,94	1,54	1,65	4,45	4,85

Tableau 21a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-16 à la microsonde électronique.

	LM-13-16 (PUB)									
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D		Plagioclase E	
	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>
SiO₂	51,165	53,758	51,396	54,291	51,867	51,025	52,026	52,505	52,32	51,54
TiO₂	0,022	0,167	0,1	0,117	0,05	0,045	0	0,106	0,18	0,07
Al₂O₃	29,415	27,55	28,343	27,521	28,154	29,317	29,133	28,443	29,11	29,32
MgO	0,152	0,141	0,157	0,152	0,155	0,153	0,138	0,161	0,14	0,16
CaO	14,079	11,946	13,984	11,986	13,444	14,098	13,628	13,088	13,62	14,01
MnO	0	0	0	0	0,041	0	0,009	0	0,02	0,00
FeO	0,839	0,912	0,745	0,971	0,815	0,867	0,78	0,884	0,79	0,85
SrO	0,1	0,09	0,023	0,03	0,043	0,053	0,04	0,08	0,08	0,05
BaO	0,027	0	0,023	0	0	0,068	0	0,002	0,00	0,00
Na₂O	3,616	4,85	3,623	4,702	3,96	3,604	3,881	4,073	4,03	3,77
K₂O	0,096	0,177	0,095	0,162	0,109	0,103	0,109	0,185	0,14	0,11
Total	99,511	99,591	98,489	99,932	98,638	99,333	99,744	99,527	100,42	99,87

Tableau 22a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-31 à la microsonde électronique.

	LM-13-31 (PUB)									
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D		Plagioclase E	
	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>
SiO₂	47,16	47,237	47,933	47,314	47,783	47,965	47,534	48,543	46,54	47,687
TiO₂	0	0,111	0,056	0,044	0,028	0,05	0,011	0,033	0	0
Al₂O₃	32,063	31,969	31,967	31,96	32,065	31,741	30,761	31,372	32,737	32,315
MgO	0,156	0,079	0,167	0,086	0,16	0,077	0,164	0,122	0,163	0,097
CaO	17,166	16,883	16,892	17,013	17,186	16,82	16,814	16,495	17,708	17,165
MnO	0,04	0	0	0,009	0	0	0	0	0,003	0
FeO	0,639	0,82	0,615	0,783	0,62	0,718	0,601	0,674	0,53	0,679
SrO	0,117	0,06	0,027	0	0,094	0,077	0,043	0,053	0,107	0,097
BaO	0	0	0,054	0	0	0,013	0,002	0	0	0,027
Na₂O	1,94	2,09	2,065	2,014	1,969	2,171	2,105	2,315	1,69	2,049
K₂O	0,038	0,081	0,047	0,069	0,043	0,066	0,046	0,039	0,032	0,056
Total	99,319	99,33	99,823	99,292	99,948	99,698	98,081	99,646	99,51	100,172

Tableau 23a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-46 à la microsonde électronique.

	LM-13-46 (PUB)									
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D		Plagioclase E	
	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>
SiO₂	46,873	46,66	46,21	46,058	46,065	47,221	46,175	47,268	46,618	48,031
TiO₂	0,006	0	0,056	0	0,106	0,017	0,078	0	0	0,084
Al₂O₃	32,244	32,806	32,569	32,029	33,092	32,415	32,946	32,118	32,54	31,741
MgO	0,222	0,216	0,264	0,211	0,191	0,218	0,193	0,247	0,238	0,202
CaO	17,777	17,973	18,082	17,67	18,371	17,48	18,466	17,385	17,882	16,941
MnO	0	0,037	0,047	0	0	0	0	0	0,044	0,006
FeO	0,504	0,557	0,438	0,521	0,542	0,647	0,521	0,595	0,479	0,611
SrO	0,02	0,08	0,044	0,057	0	0	0,054	0,084	0,02	0
BaO	0,007	0	0	0,056	0,029	0	0	0	0	0
Na₂O	1,647	1,468	1,379	1,516	1,277	1,789	1,304	1,89	1,525	2,107
K₂O	0,026	0,003	0,015	0,009	0,021	0,021	0	0,023	0,019	0,022
Total	99,326	99,8	99,104	98,127	99,694	99,808	99,737	99,61	99,365	99,745

Tableau 24a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de T4-01 à la microsonde électronique.

	T4-01 (PUB)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	49,05	48,161	46,686	53,168	46,695	49,221	47,21	53,364
TiO₂	0,045	0,006	0	0,1	0	0,061	0,161	0,094
Al₂O₃	30,397	31,275	32,461	28,348	32,139	30,074	31,858	28,25
MgO	0,176	0,161	0,098	0,144	0,11	0,11	0,139	0,152
CaO	15,54	16,236	17,437	12,463	17,476	15,486	16,99	12,429
MnO	0,003	0	0	0	0,062	0	0	0
FeO	0,681	0,674	0,624	0,848	0,682	0,691	0,691	0,651
SrO	0,037	0,033	0,094	0,093	0,074	0,103	0,097	0,037
BaO	0,022	0,009	0	0,016	0,014	0,027	0	0
Na₂O	2,78	2,389	1,704	4,435	1,74	2,746	1,94	4,543
K₂O	0,08	0,04	0,021	0,166	0,032	0,088	0,038	0,156
Total	98,811	98,984	99,125	99,781	99,024	98,607	99,124	99,676

Tableau 25a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de T4-07 à la microsonde électronique.

	T4-07 (PUB)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	47,206	48,09	48,609	47,719	47,476	48,076	47,385	47,133
TiO₂	0,106	0,022	0,106	0,061	0,072	0	0,028	0,055
Al₂O₃	31,462	31,546	31,036	31,851	31,336	30,436	32,001	29,363
MgO	0,121	0,151	0,166	0,129	0,12	0,159	0,146	1,095
CaO	17,471	16,512	16,009	16,747	17,097	16,461	17,165	15,286
MnO	0	0,016	0,037	0	0	0,022	0,003	0,012
FeO	0,606	0,651	0,671	0,699	0,672	0,647	0,654	3,344
SrO	0,037	0	0,05	0,08	0,074	0,007	0,08	0,08
BaO	0	0,004	0,018	0,047	0,013	0,031	0	0,016
Na₂O	1,772	2,234	2,559	2,091	1,942	2,316	1,928	1,989
K₂O	0,035	0,05	0,058	0,054	0,031	0,045	0,034	0,055
Total	98,816	99,276	99,319	99,478	98,833	98,2	99,424	98,428

Tableau 26a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-21 à la microsonde électronique.

	LM-13-21 (Basalte)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>
SiO₂	48,188	48,987	51,151	48,535	48,925	48,69	48,017	47,625
TiO₂	0	0,056	0,094	0	0,083	0,078	0,072	0,067
Al₂O₃	31,296	30,951	28,949	31,248	29,795	31,653	32,234	32,029
MgO	0,141	0,137	0,192	0,138	0,145	0,117	0,14	0,134
CaO	16,516	15,709	13,851	16,087	15,953	16,36	17,031	17,096
MnO	0,022	0	0	0	0	0	0	0
FeO	0,712	0,705	0,748	0,678	0,738	0,765	0,659	0,658
SrO	0,023	0,03	0,07	0,09	0,023	0,047	0,05	0,084
BaO	0,043	0,029	0,045	0	0,018	0	0,048	0,023
Na₂O	2,334	2,755	3,752	2,639	2,706	2,415	2,115	2,048
K₂O	0,035	0,058	0,081	0,047	0,047	0,048	0,034	0,05
Total	99,31	99,417	98,933	99,462	98,433	100,173	100,4	99,814

Tableau 27a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-23 à la microsonde électronique.

	LM-13-23 (Basalte)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>
SiO₂	48,364	56,457	47,81	52,983	47,467	48,85	47,402	48,83
TiO₂	0	0,161	0,017	0,033	0	0,061	0,089	0,05
Al₂O₃	31,638	26,603	31,988	28,529	32,193	31,084	30,884	31,383
MgO	0,134	0,098	0,128	0,166	0,137	0,152	0,129	0,13
CaO	16,665	10,34	17,008	12,896	17,2	16,212	17,079	16,425
MnO	0	0	0,031	0,006	0	0,003	0	0
FeO	0,754	0,732	0,628	0,761	0,687	0,764	0,647	0,776
SrO	0,11	0,04	0,097	0,123	0,097	0,063	0,06	0,077
BaO	0,075	0,005	0,018	0,016	0	0,004	0	0,022
Na₂O	2,354	5,858	2,066	4,445	1,949	2,626	2,048	2,446
K₂O	0,047	0,305	0,029	0,134	0,025	0,057	0,042	0,06
Total	100,141	100,599	99,82	100,092	99,755	99,876	98,38	100,199

Tableau 28a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-33 à la microsonde électronique.

	LM-13-33 (Basalte)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	47,125	51,643	48,215	47,084	47,429	46,812	47,706	51,55
TiO₂	0,05	0,033	0,056	0	0,1	0	0,1	0,12
Al₂O₃	31,912	28,989	30,563	32,559	31,369	32,106	32,167	29,32
MgO	0,191	0,193	0,217	0,165	0,191	0,135	0,208	0,217
CaO	17,113	13,777	16,619	17,684	16,706	17,401	17,232	14,101
MnO	0	0,009	0,028	0	0,022	0,031	0	0,00
FeO	0,62	0,64	0,693	0,629	0,696	0,751	0,619	0,79
SrO	0,033	0,08	0,15	0,087	0,074	0,084	0,043	0,07
BaO	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Na₂O	1,98	3,84	2,25	1,67	2,13	1,84	1,88	3,66
K₂O	0,03	0,10	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,10
Total	99,05	99,30	98,87	99,92	98,75	99,18	99,98	99,94

Tableau 29a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-37 à la microsonde électronique.

	LM-13-37 (Basalte)							
	Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D		Plagioclase E	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	48,769	48,467	50,564	49,305	50,274	49,581	49,632	49,27
TiO₂	0,017	0,089	0,061	0,022	0,061	0,056	0,056	0,10
Al₂O₃	30,983	31,192	30,079	30,942	30,44	30,837	30,267	30,79
MgO	0,13	0,131	0,133	0,121	0,173	0,125	0,118	0,114
CaO	15,814	15,754	14,762	15,701	15,159	15,553	15,254	15,437
MnO	0	0	0	0	0	0	0,006	0,00
FeO	0,639	0,697	0,646	0,718	0,658	0,702	0,651	0,72
SrO	0,083	0,13	0,14	0,083	0,077	0,13	0,087	0,08
BaO	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04
Na₂O	2,76	2,60	3,25	2,76	3,10	2,81	3,04	2,87
K₂O	0,07	0,06	0,10	0,06	0,06	0,07	0,08	0,08
Total	99,29	99,12	99,74	99,76	100,00	99,86	99,21	99,49

Tableau 30a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-03 à la microsonde électronique.

	LM-13-03 (Andésite basaltique)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	53,908	55,749	52,894	52,594	53,831	57,483	52,049	51,657
TiO₂	0,017	0,089	0,061	0,05	0,095	0	0,112	0,033
Al₂O₃	27,984	27,053	28,803	29,49	28,172	26,134	28,274	28,641
MgO	0,098	0,077	0,131	0,096	0,091	0,08	0,147	0,138
CaO	12,056	10,866	13,107	13,397	12,131	9,622	13,037	13,481
MnO	0	0	0	0,006	0	0,028	0	0,019
FeO	0,634	0,744	0,746	0,664	0,673	0,612	0,798	0,931
SrO	0,083	0,106	0,073	0,104	0,073	0,076	0,087	0,084
BaO	0	0,032	0,081	0	0,054	0	0,011	0
Na₂O	4,837	5,665	4,311	4,072	4,85	6,32	4,293	4,06
K₂O	0,138	0,167	0,109	0,095	0,133	0,243	0,097	0,094
Total	99,755	100,548	100,316	100,568	100,103	100,598	98,905	99,138

Tableau 31a : Résultats de l'analyse en ppm des 3 plagioclases de LM-13-12 à la microsonde électronique.

	LM-13-12 (Andésite)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	53,47	52,844	53,536	52,944	59,619	59,95	56,094	56,812
TiO₂	0,123	0,045	0,05	0,034	0,006	0,061	0,022	0,056
Al₂O₃	28,16	28,147	28,564	28,466	24,894	24,507	26,899	26,676
MgO	0,099	0,086	0,08	0,079	0,009	0,029	0,036	0,026
CaO	12,518	12,517	12,52	12,675	7,798	7,374	10,253	10,013
MnO	0	0,003	0	0,034	0	0	0	0,097
FeO	0,514	0,578	0,515	0,599	0,253	0,318	0,419	0,459
SrO	0,077	0,087	0,083	0,08	0,119	0,056	0,07	0,086
BaO	0,002	0,049	0,011	0	0,076	0,061	0	0,106
Na₂O	4,615	4,53	4,552	4,385	7,011	7,154	5,834	5,947
K₂O	0,18	0,177	0,178	0,167	0,468	0,616	0,252	0,326
Total	99,758	99,063	100,089	99,463	100,253	100,126	99,879	100,604

Tableau 32a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-15 à la microsonde électronique.

	LM-13-15 (Andésite)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	56,587	56,864	54,615	53,412	54,558	54,264	60,105	59,252
TiO₂	0,067	0	0,033	0,033	0,089	0,022	0,067	0,039
Al₂O₃	26,717	26,628	27,773	28,609	28,22	28,044	24,455	23,979
MgO	0,037	0,055	0,041	0,066	0,069	0,09	0,017	0,03
CaO	10,117	9,818	11,587	12,555	12,09	11,714	7,382	7,77
MnO	0	0,031	0,031	0	0	0	0,019	0
FeO	0,33	0,348	0,408	0,616	0,451	0,536	0,209	0,316
SrO	0,06	0,066	0,14	0,117	0,043	0	0,04	0,158
BaO	0	0,02	0	0,011	0	0	0	0,061
Na₂O	5,934	5,988	5,179	4,575	4,902	5,062	7,156	6,981
K₂O	0,303	0,367	0,221	0,204	0,196	0,237	0,622	0,586
Total	100,152	100,185	100,028	100,198	100,618	99,969	100,072	99,172

Tableau 33a : Résultats de l'analyse en ppm des 3 plagioclases de LM-13-47 à la microsonde électronique.

	LM-13-47 (Trachydacite)					
	Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	63,898	63,158	62,101	62,325	64,757	64,168
TiO₂	0,039	0,066	0	0,033	0,055	0,022
Al₂O₃	21,732	19,873	23,02	22,962	21,317	20,968
MgO	0,006	0,128	0,011	0,02	0,014	0,016
CaO	3,969	5,662	5,348	5,311	3,268	3,389
MnO	0	0,006	0,034	0	0,028	0
FeO	0,35	1,297	0,251	0,324	0,353	0,427
SrO	0,059	0,023	0,056	0,098	0,049	0,062
BaO	0,093	0,088	0,082	0,041	0,134	0,13
Na₂O	8,51	6,845	8,287	8,044	8,976	8,824
K₂O	1,314	1,741	0,726	0,873	1,563	1,453
Total	99,97	98,887	99,916	100,031	100,514	99,459

Tableau 34a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de T7-12 à la microsonde électronique.

	T7-12 (Rhyolite)									
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D		Plagioclase E	
	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>	<i>cœur</i>	<i>bordure</i>
SiO₂	58,205	59,561	59,356	60,651	59,254	60,531	59,089	60	59,806	62,104
TiO₂	0,039	0,006	0,033	0,083	0	0,05	0,022	0,05	0,094	0
Al₂O₃	25,309	24,001	24,578	23,773	24,242	23,911	24,634	23,654	24,293	22,236
MgO	0,037	0,014	0,004	0	0,017	0,004	0,014	0,003	0,011	0,07
CaO	8,45	7,016	7,442	6,258	7,322	6,495	7,684	6,738	7,063	4,409
MnO	0	0,031	0,019	0,031	0	0,044	0	0,056	0	0
FeO	0,389	0,361	0,351	0,269	0,325	0,36	0,391	0,376	0,326	0,923
SrO	0,178	0,161	0,112	0,086	0,056	0,076	0,056	0,099	0,145	0,085
BaO	0,075	0	0,043	0,052	0,059	0	0,02	0,093	0,045	0,089
Na₂O	6,764	7,519	7,146	7,677	7,302	7,641	7,147	7,425	7,324	8,052
K₂O	0,325	0,632	0,373	0,703	0,399	0,665	0,48	0,629	0,622	0,939
Total	99,771	99,302	99,457	99,583	98,976	99,777	99,537	99,123	99,729	98,907

Tableau 35a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de 040909 à la microsonde électronique.

	040909 (Rhyolite)							
	Plagioclase A		Plagioclase B		Plagioclase C		Plagioclase D	
	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure	cœur	bordure
SiO₂	59,005	59,854	59,692	59,983	60,234	60,436	59,461	59,618
TiO₂	0	0,033	0,022	0,022	0,017	0,094	0	0,006
Al₂O₃	24,558	24,129	24,366	23,714	23,74	23,542	24,224	24,003
MgO	0,018	0	0,005	0	0,009	0,017	0,004	0,008
CaO	7,575	7,005	7,322	6,874	6,753	6,453	7,145	6,922
MnO	0	0,006	0,047	0	0	0,053	0	0,062
FeO	0,329	0,371	0,357	0,373	0,296	0,316	0,29	0,365
SrO	0	0,112	0,102	0,03	0,105	0,102	0,049	0,102
BaO	0,036	0,072	0,088	0,036	0,084	0,036	0,043	0,043
Na₂O	7,148	7,232	7,368	7,489	7,538	7,554	7,384	7,21
K₂O	0,421	0,727	0,392	0,72	0,472	0,777	0,448	0,687
Total	99,09	99,541	99,761	99,241	99,248	99,38	99,048	99,026

Tableau 36a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-23 selon au LA-ICP-MS.

	LM-13-23 (Basalte)											
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>
Si	34660	38780	37710	52500	97400	52200	39090	57000	56400	34000	38530	58900
Na	19690	20190	18320	42300	15200	33200	24280	19460	24600	20260	17640	24300
Mg	1017,2	2130	1450	5650	65800	7020	4910	6180	7700	2390	1312	19400
Al	254900	243100	255200	183000	78400	197600	229100	223000	206100	252500	255700	175000
K	95	67		1370	333	510	283	296	404	208	33	1570
Ca	157200	150300	158300	96100	145500	123800	137700	136500	122300	152600	162200	126300
Mn	58,8	77,1	63,4	95	2010	99	196	149,8	130	72,8	66,6	1260
Fe	5160	7450	6190	11400	59500	13600	13200	16810	16500	8040	5570	43900
S	1700	1700	1960	930	571	1236	1740	1250	1310	1620	1810	1070
Ba	23,08	24,19	26,15	91,5	31,2	42,2	41,8	31,9	41	27,1	19,56	70,2
Sr	581,6	547,3	577	525	200	452	552,6	528	498	568,6	570	422
Ti	298,7	372	326,3	1460	6550	396	1340	606	526	369	347	8100
Co	0,878	3,37	1,59	6,19	54,5	7,9	6,47	9,38	10,4	2,98	1,197	29,4
Ni	0,151	4,21	1,78	10,9	84,2	15,2	8,2	17,9	19,2	4,41	0,84	32,2
Cu	0,12	10,2	0,57	10,4	12,2	2,37	55	19	6,38	2,36	5,55	237
Zn	3,6	7,92	4,6	25,8	85	14,3	18	26,9	24,6	7,34	5,14	133
Rb	0,103	0,327	0,178	1,73	0,695	2,85	0,84	1,33	0,89	0,227	0,093	4,9
Y	0,249	0,447	0,3	10,1	19,6	0,456	3,05	0,875	0,69	0,384	0,24	19
La	0,805	0,795	0,914	6,9	2,33	0,93	2,45	1,124	1,271	1,006	0,797	8,3
Ce	1,397	1,497	1,619	14,6	7,2	1,611	5,28	2,08	2,28	1,696	1,449	18,7
Pr	0,131	0,163	0,165	1,73	1,24	0,164	0,68	0,218	0,239	0,172	0,182	2,42
P	30,3	19,7	2,6	370	135	28,3	116	32,4	32,2	23,1	17,7	476

LM-13-23 (Basalte)												
Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			
<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	
Nd	0,73	0,591	0,801	9,1	7,18	0,666	3,3	0,91	1,2	0,86	0,756	12,6
Sm	0,045	0,127	0,086	2	2,91	0,121	0,65	0,189	0,269	0,16	0,095	3,19
Eu	0,442	0,364	0,42	1,32	1,201	0,32	0,669	0,31	0,559	0,451	0,377	1,3
Gd	0,059	0,087	0,116	1,61	3,87	0,089	0,78	0,179	0,25	0,071	0,116	3,74
Tb	0,0111	0,0174	0,0084	0,34	0,635	0,015	0,106	0,0264	0,021	0,0135	0,0044	0,59
Dy	0,028	0,075	0,024	1,85	4,06	0,067	0,56	0,149	0,224	0,074	0,055	3,69
Ho	0,0038	0,0141	0,0066	0,43	0,805	0,0146	0,117	0,0285	0,031	0,013	0,0049	0,66
Er	0,014	0,03	0,0165	0,95	2,17	0,043	0,34	0,068	0,114	0,034	0,0104	2
Tm		0,0056	0,0034	0,141	0,291	0,0113	0,035	0,0135	0,023	0,0033	0,004	0,265
Yb	0,0022	0,04	0,021	0,97	1,92	0,049	0,269	0,084	0,097	0,031	0,0126	1,96
Lu	0,0017	0,0063	0,0007	0,156	0,26	0,0064	0,054	0,0179	0,021	0,0062	0,0038	0,264
Tl	0,0032			0,005	0,0039	0,0188		0,0083	0,0001		0,0009	0,0152

Tableau 37a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de T4-07 selon au LA-ICP-MS.

	T4-07 (PUB)											
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>
Si	76900	84100	93100	66100	70100	90500	82800	77400	79600	48700	47080	87200
Na	70200	73000	77800	66800	67350	75400	85400	75200	78100	46900	30550	70800
Mg	16600	16750	16800	13520	14730	19290	19040	16340	17250	9000	4830	16290
Al	71600	60500	49800	91000	82500	42200	25500	53100	43700	154400	197400	65400
K	3390	3436	3587	2985	3096	4230	4372	3671	3830	1990	835	3590
Ca	70300	65700	61300	78900	77100	56100	48800	61900	57300	105400	132900	63800
Mn	112	76	28,5	43,7	61,6	238	32,4	37,5	32	115	76,1	149
Fe	8700	5790	1840	3350	5140	12100	1720	2170	2120	8690	6400	9500
S	1060	1045	988	1000	1076	1050	1270	1147	1086	952	1028	1019
Ba	134,3	147,1	149,9	121,2	130,6	176,2	168,8	147,9	152,8	92,5	52,6	154,7
Sr	172	135,8	121,1	204,5	190,6	113	72,6	140,1	113	357	457,5	167
Ti	247	140,2	132,9	165,8	166,1	930	125,6	162,3	146,7	420	238,1	2500
Co	4,4	3,51	0,72	1,33	1,83	7,7	0,8	0,939	0,9	3,34	1,75	5
Ni	7,7	5,7	2,3	1,85	3,66	11	2,51	1,77	2,29	6,9	2,54	6,1
Cu	16,2	12,3	4,45	6,7	11,1	23,6	4,75	7,9	5,18	12,2	7,04	12,2
Zn	18,9	14,5	8,42	10	15,5	27,9	8,5	11,8	13,8	20,4	15,94	23
Rb	17,8	19	19,74	15,25	16,63	19,42	22,29	19,08	19,16	8,26	4,6	17,44
Y	1,12	0,906	0,932	0,756	0,854	18,9	1,041	0,983	0,907	0,85	0,454	4,1
La	1,273	1,127	1,15	1,039	1,091	10,8	1,199	1,171	1,1	1,39	0,846	3,31
Ce	2,149	1,939	1,879	1,813	1,864	27,4	1,959	2,015	1,878	2,5	1,662	6,4
Pr	0,237	0,204	0,21	0,192	0,203	3,04	0,22	0,221	0,231	0,276	0,1796	0,84
P	41	35,4	34,2	32,5	26,9	910	28,5	32,6	24,6	46,1	23,6	189

T4-07 (PUB)												
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>
Nd	0,98	0,844	0,836	0,77	0,785	16,3	0,82	0,875	0,822	1,23	0,716	3,2
S m	0,154	0,146	0,127	0,063	0,117	3,41	0,113	0,158	0,138	0,226	0,125	0,71
Eu	0,272	0,17	0,149	0,201	0,203	1,04	0,144	0,172	0,194	0,389	0,335	0,388
G d	0,152	0,145	0,129	0,13	0,134	3,5	0,086	0,123	0,128	0,182	0,101	0,73
Tb	0,0241	0,0203	0,0129	0,0116	0,0188	0,62	0,0195	0,0211	0,0183	0,0295	0,0133	0,126
Dy	0,182	0,134	0,119	0,112	0,111	3,7	0,177	0,143	0,169	0,185	0,0633	0,84
Ho	0,036	0,0305	0,0273	0,0127	0,025	0,75	0,034	0,0321	0,0247	0,045	0,0148	0,148
Er	0,109	0,084	0,086	0,063	0,075	1,88	0,121	0,089	0,101	0,122	0,0424	0,39
T m	0,0138	0,012	0,0132	0,0111	0,0134	0,276	0,0141	0,0121	0,0162	0,0165	0,0082	0,058
Yb	0,148	0,112	0,094	0,046	0,082	1,85	0,098	0,12	0,137	0,121	0,0355	0,41
Lu	0,0199	0,0183	0,0188	0,0124	0,0186	0,281	0,0209	0,0166	0,0215	0,0159	0,0051	0,069
Tl	0,068	0,0654	0,078	0,07	0,0599	0,091	0,098	0,0716	0,063	0,025	0,0222	0,06

Tableau 38a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-16 selon au LA-ICP-MS.

	LM-13-16 (PUB)														
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			Plagioclase E		
	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>
Si	38170	42240	43040	39010	45920	48400	43630	41740	40380	36850	41470	42100	44000	51030	64100
Na	32810	32330	34260	31530	30560	33100	32810	31470	30750	33240	31030	32000	37540	32770	29500
Mg	953	939	946	1025	1026	2590	1016	1157	1174	1040,4	992	1064	2490	892	17600
Al	213300	211400	205700	216400	211600	186700	206000	211100	212700	209700	207100	209900	186200	194400	164000
K	564	402	415	457	391	1460	592	498	641	637	405	382	1750	759	657
Ca	117600	118100	112400	120800	119700	103400	115500	117400	119000	114300	115000	115000	100100	111200	116800
Mn	55,9	57,6	51,2	59,7	56,1	300	66	84,6	79,3	55,3	60,1	76,4	285	63,5	700
Fe	5618	5879	5540	5887	5670	14100	6380	6810	6460	5724	5830	6560	11300	5700	22400
S	1590	1559	1510	1380	1280	1280	1482	1448	1410	1550	1650	1400	1350	1260	1200
Ba	45,2	42,23	52,8	42	36,2	83	43,44	43,6	49,7	48	40,4	46,2	90,6	48,3	44,9
Sr	642	610,4	641	606,2	560	570	597,9	609,5	619	622	580,9	612	639	582	503
Ti	650	629,4	607	640,1	638	2470	662	666	757	654	648	662	1920	578	1960
Co	0,919	1,046	0,873	0,968	1,056	3,4	1,035	1,344	1,21	0,978	1,004	1,46	3,38	1,007	13,3
Ni	0,43	0,543	0,333	0,62	0,55	4	0,518	0,79	0,36	0,32	0,48	0,69	2,35	0,424	40
Cu	0,45	0,64	0,43	0,77	1,25	32	1,11	1,55	1,19	0,19	0,52	1,97	13	0,77	37
Zn	5,37	6,56	5,92	5,84	6,08	29,4	6,99	8,53	7,98	5,74	6,13	8,72	22,5	6,7	33,3
Rb	0,268	0,253	0,237	0,255	0,203	4,5	0,628	0,559	1,3	0,257	0,167	0,221	4,66	0,98	0,8
Y	0,254	0,22	0,262	0,282	0,208	12	0,298	0,31	0,354	0,212	0,211	0,307	5	0,222	6,3
La	0,969	0,849	1,256	0,948	0,78	9	0,961	1,055	0,941	0,983	0,835	0,913	3,15	1,054	1,48
Ce	1,85	1,582	2,094	1,696	1,498	19,3	1,828	2,06	2,02	1,589	1,55	1,83	6,8	2,08	3,34
Pr	0,165	0,168	0,254	0,187	0,178	2,45	0,2	0,233	0,218	0,177	0,139	0,199	0,81	0,201	0,454
P	41,1	34,1	50	45,5	27,8	590	29	52,1	55,6	33,9	26	28	337	32,7	60,4

LM-13-16 (PUB)															
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			Plagioclase E		
	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>
Nd	0,89	0,773	0,99	0,842	0,668	12,3	0,86	0,99	0,9	0,82	0,778	0,78	4,51	0,772	2,88
Sm	0,052	0,07	0,076	0,125	0,115	2,57	0,157	0,146	0,172	0,088	0,121	0,116	0,98	0,114	0,8
Eu	0,653	0,473	0,699	0,515	0,447	1,3	0,542	0,597	0,676	0,592	0,491	0,524	1,17	0,665	0,758
Gd	0,119	0,052	0,107	0,067	0,078	2,8	0,147	0,138	0,167	0,071	0,081	0,1	0,98	0,087	1,06
Tb	0,005	0,0047	0,0085	0,0151	0,0109	0,37	0,0144	0,0114	0,0188	0,0162	0,0058	0,0079	0,164	0,0075	0,173
Dy	0,037	0,055	0,051	0,035	0,027	3,01	0,08	0,081	0,062	0,027	0,023	0,023	1,03	0,049	1,04
Ho	0,0045	0,0052	0,0059	0,0081	0,0042	0,44	0,0115	0,0144	0,0068		0,0056	0,0036	0,188	0,0035	0,216
Er		0,0075	0,009	0,0156	0,0127	1,33	0,0304	0,0173	0,0177	0,018	0,0173	0,026	0,58	0,0083	0,67
Tm	0,0034	0,00014	0,0025		0,0011	0,173	0,0062	0,0034	0,0021	0,0029	0,00027	0,0008	0,08	0,0025	0,072
Yb		0,0158		0,0001		1,14	0,0191	0,0164	0,013		0,0013	0,03	0,44	0,011	0,74
Lu	0,0024	0,00035		0,00046		0,157	0,0044	0,001	0,0005		0,0022	0,0026	0,051		0,085
Tl	0,015		0,0007	0,0018	0,0014	0,001	0,0005				0,0012	0,0061	0,01	0,0039	0,0023

Tableau 39a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de LM-13-46 selon au LA-ICP-MS.

	LM-13-46 (PUB)														
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			Plagioclase E		
	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>
Si	30690	37950	34100	30400	36910	37550	39860	32850	39600	30230	33710	34850	36740	44170	42800
Na	15240	13080	14570	12240	12860	14090	30100	13040	13510	16040	12010	14920	16100	14340	14380
Mg	1475	1507	1682	1506	2110	1514	12200	1406	1496	2190	1396	1630	1729	1593	1577
Al	259200	261400	258900	271500	260500	259200	188400	271000	248800	260900	266800	261600	247800	243400	251500
K							561			35					
Ca	163700	168000	167800	173000	170100	165800	117800	174300	162000	165100	173800	167500	156600	160700	163500
Mn	57,5	52,9	55,6	48,7	55,2	58,6	462	65,2	139	59,6	47,4	60	55,7	48,9	49
Fe	4509	4009	4298	3841	4030	4340	17200	4917	8260	4970	4078	4770	4490	4112	4230
S	1880	1630	2280	1940	1950	1930	1230	1990	1750	2370	2180	2190	1470	1410	1350
Ba	7,04	6,47	6,35	5,32	5,1	6,25	23,3	4,09	7,8	9,36	7,38	7,79	6,72	5,7	5,21
Sr	294,6	289,6	294,6	287,1	286,3	283,8	299	238,7	247,5	314,8	304,7	299,4	290,8	269,2	280,3
Ti	193,5	175,7	206	145,9	154,2	206,5	1193	147,6	850	297	168,4	220,5	1620	199,6	181,8
Co	1,37	1,169	1,37	1,034	1,51	1,173	11,9	1,043	2,33	2,06	0,999	1,501	15,4	1,248	1,274
Ni	0,23	0,19	0,16	0,34	1,64	0,53	12,2	0,373	1,67	0,67	0,372	0,423	0,5	0,225	0,18
Cu	3,54	6,6	14,6	4,21	98	11	9,6	5,7	8,3	87	11,8	30	16	3,59	3,67
Zn	3,57	3,17	3,6	2,48	3,36	3,97	22,9	4,66	10,9	6,3	3,85	5,29	140	4,41	3,09
Rb	0,085	0,039	0,11	0,048	0,079	0,088	0,209	0,073	0,46	0,095	0,066	0,066			
Y	0,196	0,133	0,215	0,14	0,164	0,199	3,57	0,163	2,4	0,38	0,188	0,283	0,018		
La	0,282	0,267	0,288	0,228	0,248	0,281	0,804	0,176	1,05	0,438	0,344	0,359	0,11		
Ce	0,574	0,536	0,527	0,453	0,545	0,698	1,58	0,391	2,91	0,81	0,724	0,705	0,285		
Pr	0,057	0,045	0,067	0,046	0,061	0,076	0,219	0,0461	0,291	0,103	0,076	0,079			
P	41,5	22,6	12,5	17,9	16,1	13,9	14,3	5,5	78		2,7	7,2	24,8		

LM-13-46 (PUB)															
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			Plagioclase E		
	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>	<i>Bordur e Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordur e Droite</i>
Nd	0,316	0,236	0,35	0,235	0,286	0,347	1,17	0,19	1,79	0,55	0,343	0,35			
Sm		0,018	0,029	0,027	0,04	0,045	0,35	0,058	0,53	0,079	0,044	0,048			
Eu	0,256	0,212	0,241	0,192	0,172	0,19	0,735	0,177	0,302	0,263	0,216	0,228			
Gd	0,05	0,05	0,039	0,022	0,102	0,042	0,66	0,048	0,55	0,12	0,026	0,088	0,033	0,011	0,009
Tb	0,0069	0,003	0,0161	0,002	0,0082	0,0045	0,099	0,0031	0,068	0,0151	0,0054	0,0082	0,0059	0,0027	0,0035
Dy	0,015	0,033	0,064	0,027	0,036	0,028	0,69	0,0203	0,46	0,102	0,027	0,043	0,014	0,004	0,012
Ho	0,0089	0,0029	0,0071	0,0069	0,0064	0,0073	0,143	0,0016	0,106	0,0155	0,0036	0,0055	0,0028	0,0026	0,004
Er	0,007	0,0093	0,02		0,0208	0,004	0,41	0,0101	0,28	0,056	0,0133	0,0169	0,0057		0,0014
Tm	0,0041	0,0005			0,0039	0,00074	0,058	0,00019	0,035	0,0099	0,0033	0,0031	0,0039	0,00024	0,0027
Yb	0,008		0,05		0,0157	0,0107	0,384	0,0084	0,251	0,043	0,022	0,0159	0,008		
Lu			0,0009		0,0049	0,0011	0,064	0,0031	0,048	0,009	0,00074	0,0027			
Tl			0,0008	0,0048	0,0079	0,0088		0,0077		0,0004	0,0061				

Tableau 40a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-03 selon au LA-ICP-MS.

	LM-13-03 (Andésite basaltique)											
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>
Si	68600	60730	63000	56500	55550	76000	43280	57600	60600	66200	68200	62500
Na	45540	41390	42600	34260	36360	37400	41740	43400	44300	37260	36480	36220
Mg	4390	1950	1450	5530	969	7500	2450	1043	2740	1810	2140	2840
Al	147700	185800	176700	193000	200700	174700	189000	176300	171700	201100	205900	198700
K	2180	687	675	794	486	764	704	744	878	651	622	481
Ca	56400	91700	87200	101900	107500	88100	90300	87900	79400	106300	110300	105400
Mn	201	111,3	81	205	67	317	126	75,8	135	105,4	138	179
Fe	20400	10210	7300	26900	5400	38200	12500	6170	13200	9890	11400	16600
S	1020	1340	1450	1420	1540	910	1290	1170	1270	987	1020	850
Ba	280,5	65,1	62,4	57,9	47,17	50,6	72,8	66,2	84,1	47,8	45,6	46
Sr	690	691	689	557,4	581,7	535	699	709	758	595,4	597	588
Ti	257	529	529	559,6	575,1	494	770	463	377	610	588	577
Co	10,8	4,18	3,04	13,9	1,08	18,9	5,7	1,92	5,9	3,96	4,41	7
Ni	2,3	0,91	0,7	1,4	0,164	1,38	0,82	0,34	1,09	0,95	1,21	0,91
Cu	1,07	0,82	0,5	1,84	0,73	1,45	0,94	0,52	1,46	1,63	1,92	0,86
Zn	37,2	12	14,6	33	5,52	47	18,4	10,8	19	15,5	20,4	22,4
Rb	4,08	0,444	0,438	1,41	0,247	1,93	0,453	0,419	0,53	0,555	0,491	0,61
Y	2,2	0,237	0,202	0,276	0,175	0,213	0,343	0,188	0,215	0,241	0,24	0,199
La	4,86	1,144	1,19	1,53	0,825	1,44	1,486	1,218	1,49	1,045	0,892	1,08
Ce	7,48	2,014	2,26	1,798	1,425	1,72	2,43	2,15	2,38	1,513	1,537	1,54
Pr	0,748	0,213	0,211	0,181	0,16	0,178	0,209	0,227	0,247	0,17	0,156	0,171
P	81	92,3	88,6	42,5	27,5	16,6	53,2	84,5	74	24,4	17,7	14,6

LM-13-03												
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>	<i>Bordure G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure D.</i>
Nd	3,02	0,901	1,01	0,719	0,645	0,68	1,06	0,86	0,98	0,648	0,818	0,634
Sm	0,53	0,122	0,152	0,063	0,056	0,06	0,109	0,16	0,116	0,069	0,09	0,041
Eu	4,63	1,092	1,044	0,394	0,443	0,294	1,261	1,297	2,14	0,44	0,425	0,458
Gd	0,4	0,106	0,039	0,107	0,066	0,068	0,133	0,107	0,101	0,086	0,067	0,051
Tb	0,057	0,0125	0,0135	0,0075	0,0064	0,0131	0,0173	0,0125	0,0061	0,0112	0,007	0,0089
Dy	0,31	0,019	0,008	0,052	0,0136	0,023	0,032	0,041	0,066	0,0278	0,04	0,023
Ho	0,086	0,0101	0,0041	0,0083	0,0042	0,0047	0,0073	0,0039	0,001	0,007	0,0123	0,0084
Er	0,186	0,0127	0,006	0,0098	0,0087	0,0061	0,028	0,0068	0,013	0,0113	0,0158	0,0098
Tm	0,033	0,0018		0,0018	0,00013	0,0035	0,0036	0,0012	0,0025	0,003	0,0017	0,0032
Yb	0,28	0,0121	0,018	0,0093		0,007	0,006	0,015	0,003	0,012	0,0092	0,014
Lu	0,034	0,0032		0,00127		0,0019	0,0041	0,0022			0,0028	
Tl	0,02		0,007			0,0001		0,0016	0,0012	0,0032	0,0007	0,0045

Tableau 41a : Résultats de l'analyse en ppm des 4 plagioclases de LM-13-12 selon au LA-ICP-MS.

	LM-13-12 (Andésite)											
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>
Si	51600	59300	70400	49800	54510	58300	50840	68500	72600	71700	66900	80400
Na	44040	41900	31500	40120	40960	39400	53540	52200	52500	34400	36000	33000
Mg	4720	4100	36400	970	503	5300	990	2530	2510	26700	44900	27600
Al	185400	181600	158500	195600	185200	186000	156700	147700	150200	121500	163100	148200
K	2830	1078	3900	995	997	804	2451	2427	2890	6700	945	1127
Ca	136000	87000	75200	100300	91000	91900	58440	55200	55900	57700	48400	56200
Mn	400	212	1500	79,5	58,2	232	63,2	161	147	1580	1640	1890
Fe	13700	12200	89000	4720	3160	15000	3690	12200	9010	58100	107000	122700
S	1280	1050	790	1310	1460	1360	1230	4700	1370	830	850	810
Ba	115	128,2	197	87,5	126,5	97,6	345	298,9	323,8	313	106,7	105,1
Sr	848	790	503	752	834	765	663	658	678	422	530	512
Ti	238,7	230,8	11700	335	232,9	248,6	67,5	130,7	106,5	3900	166	223,4
Co	5,97	4,3	49,2	1,58	0,836	7,4	1,33	41	4,89	21,9	53,6	44,2
Ni	0,38	0,184	1,35	0,9	0,181	0,66	0,397	0,464	5,02	0,47	0,82	1,81
Cu	0,97	0,54	3,69	1,53	1,43	1,51	2,71	42	125	1,55	1,27	1,51
Zn	34,4	30,7	207	11,2	12,44	41	14,7	5600	506	161	227	271
Rb	2,22	0,707	13,9	0,51	0,355	0,431	0,656	0,854	1,3	22,7	1,096	3,62
Y	2	0,448	36,5	0,89	0,458	0,56	3,1	5,1	0,695	41	0,803	0,656
La	7,8	4,05	23,4	3,43	4,65	3,73	15,3	22,2	12,56	24,5	3,97	3,73
Ce	9,9	6,26	41,7	5,5	7,24	6	22,6	28,6	16,37	55	5,49	5,26
Pr	0,99	0,622	4,82	0,558	0,661	0,57	2,03	2,74	1,37	7	0,537	0,498
P	730	101	770	105	50,4	53,1	200	30,4	44,1	1930	31,7	28,7

LM-13-12 (Andésite)												
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D		
	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>	<i>Bordure Gauche</i>	<i>Cœur</i>	<i>Bordure Droite</i>
Nd	4,07	2,34	22,2	2,28	2,62	2,27	7,9	9,2	4,97	32,1	2,03	1,87
Sm	0,43	0,32	5,63	0,3	0,269	0,284	1,4	1,3	0,48	8	0,271	0,269
Eu	3,19	2,73	5,77	1,89	3,67	2,46	7,62	6,32	6,68	4,35	2,68	2,52
Gd	0,333	0,181	6,3	0,3	0,22	0,225	1,19	1,33	0,346	9,1	0,129	0,129
Tb	0,06	0,025	1,09	0,044	0,0241	0,028	0,146	0,174	0,04	1,44	0,0243	0,017
Dy	0,337	0,097	6,9	0,198	0,115	0,092	0,86	0,85	0,225	8,3	0,171	0,064
Ho	0,045	0,0191	1,38	0,048	0,0188	0,0169	0,118	0,168	0,04	1,64	0,03	0,0106
Er	0,185	0,012	3,75	0,074	0,027	0,033	0,27	0,5	0,081	4,3	0,083	0,038
Tm	0,015	0,0035	0,472	0,0152	0,0024	0,0058	0,033	0,065	0,0088	0,57	0,0076	0,0032
Yb	0,072	0,015	2,68	0,059	0,0009	0,026	0,2	0,48	0,087	4,1	0,047	0,046
Lu	0,0112	0,0013	0,333	0,007	0,0015	0,0015	0,03	0,079	0,0071	0,6	0,0042	0,0018
Tl	0,029		0,058	0,005	0,002	0,0028	0,0001	0,0028	0,0052	0,029	0,0076	0,022

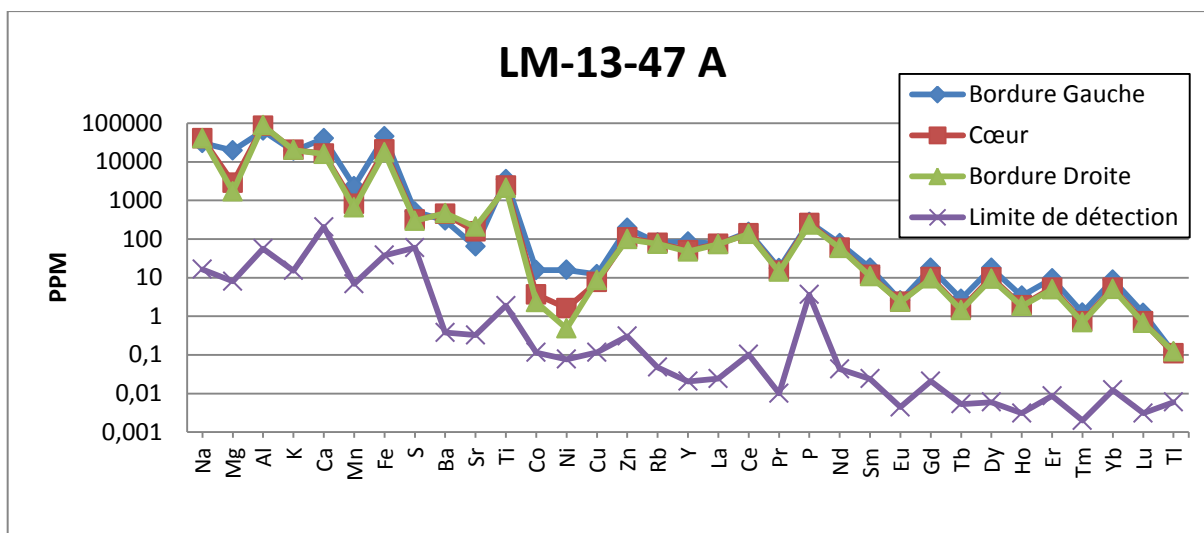
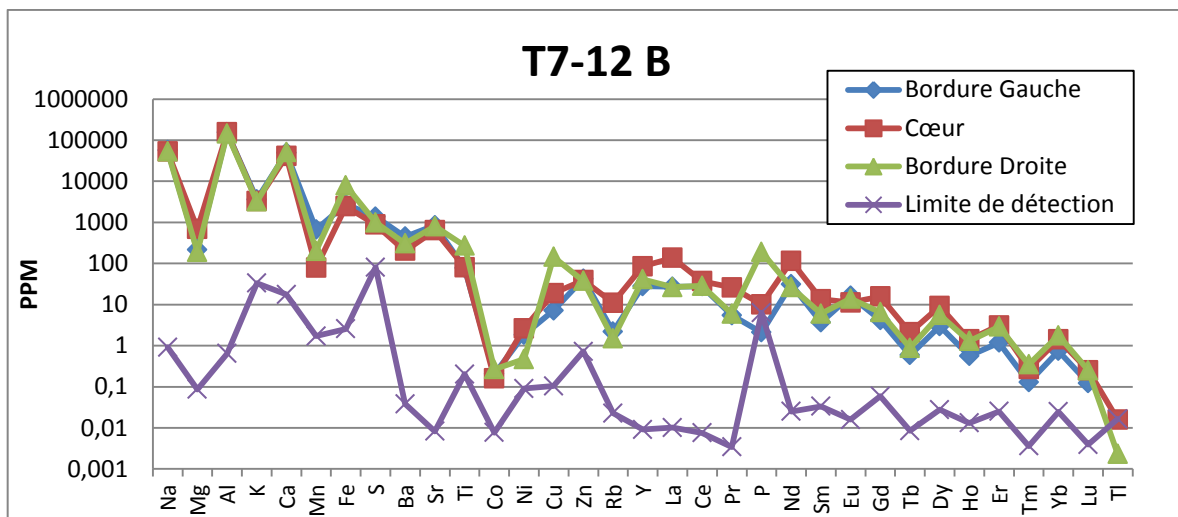
Tableau 42a : Résultats de l'analyse en ppm des 5 plagioclases de T7-12 selon au LA-ICP-MS.

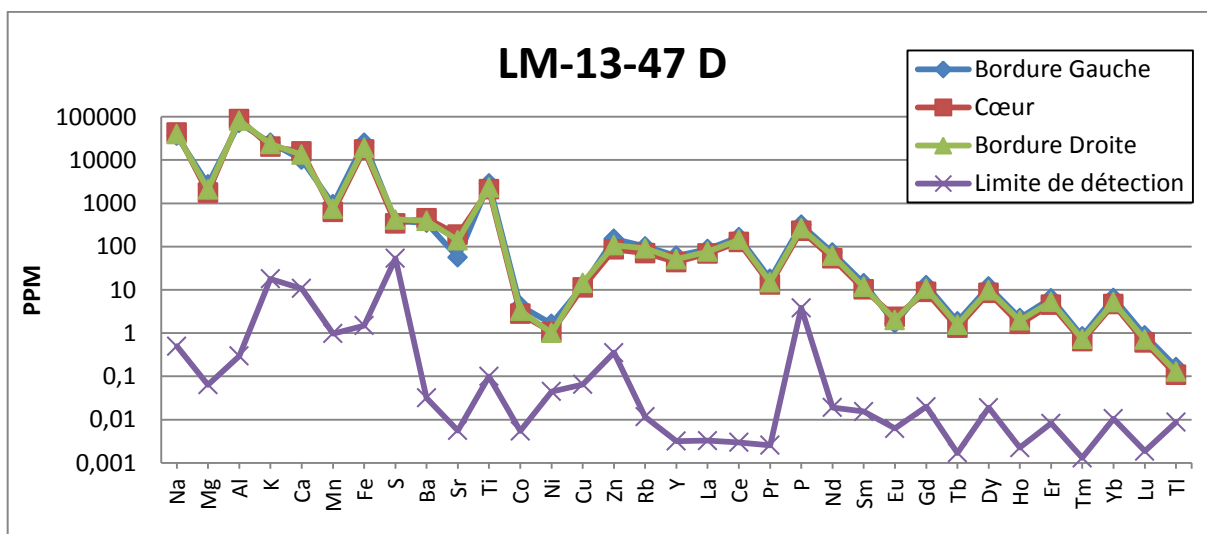
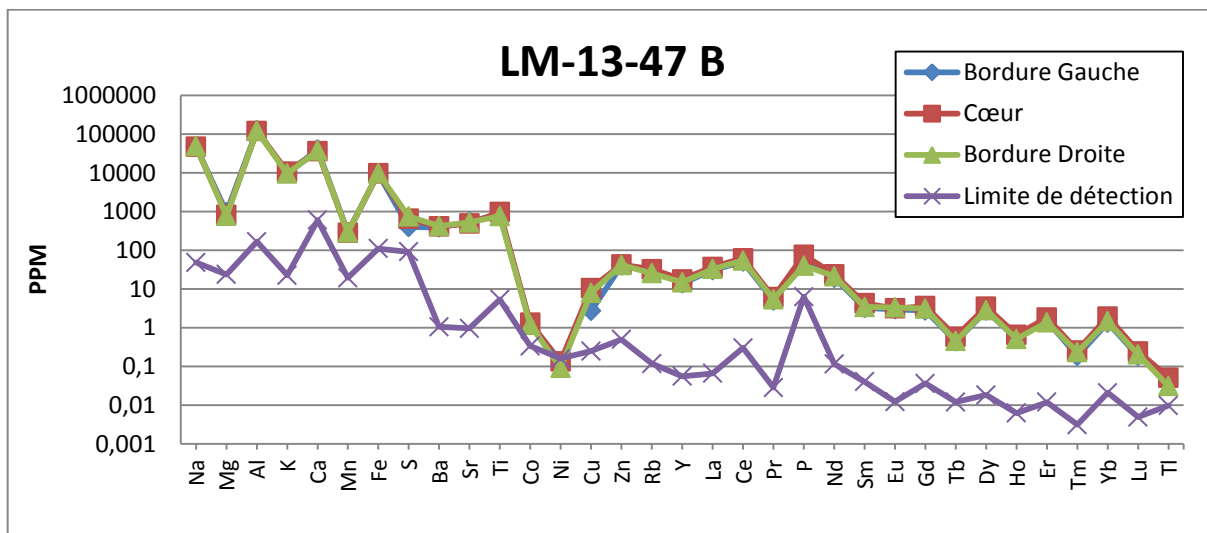
	T7-12 (Rhyolite)														
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			Plagioclase E		
	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>
Si	50200	60900	48830	36080	60800	49600	41600	61600	51400	39010	67900	130100	72200	58300	126200
Na	59300	47400	54300	57070	52700	53200	57600	56500	59100	56290	48000	30900	47700	61900	32400
Mg	240	914	237	215	695	191	630	647	540	154	692	604	2700	750	1680
Al	137900	166700	154700	154100	154500	144100	150900	147200	145400	153900	137100	61700	82800	133900	59000
K	4630	3930	2497	3608	3270	3220	3930	3030	3749	3530	18500	15480	23400	4150	24400
Ca	41000	48500	57150	49170	40800	51300	47200	45700	49990	51410	35300	5640	19700	40000	11300
Mn	136	126,8	102	670	79	202	284	81,5	111	217	456	554	144	251	350
Fe	4920	4860	4320	2750	2460	7900	11000	3700	4090	3950	9660	12300	5300	9440	12900
S	620	751	953	1370	884	990	920	838	990	1180	684	442	670	834	474
Ba	335	185,1	252,9	448,8	203	308	344	298,8	395,3	369	592	515	720	360,7	792
Sr	516	678	826	848	640	803	762	724	826	843	538	122,5	284	666	139
Ti	139	112,4	630	77,4	80,5	270	106,9	100,7	85,7	88,5	154	1620	420	95,2	570
Co	0,23	0,278	0,184	0,204	0,16	0,268	0,53	0,45	0,182	0,41	0,818	0,664	0,3	0,52	1,5
Ni	0,57	4,45	0,75	1,84	2,62	0,47	0,46	4,11	0,66	0,4	1,22	4,9	0,93	0,81	2
Cu	5,35	30,8	5,38	7,2	18,8	145	7	33,4	7	3,41	15,6	9,3	8,6	11,8	9
Zn	54,3	66,5	40,1	42,2	39	37,7	67,9	51,8	36,4	42,7	84,2	136	43	49,2	85,3
Rb	7,2	13,5	2,01	2,2	11	1,5	4,31	5,33	2,01	1,27	83,3	57,8	65	6,11	81,3
Y	18,1	149	17,3	27,9	85	41	28	54,8	12,3	13,5	71,3	57,3	41	33,2	234
La	32,2	221	21,1	27	137	26,5	19,7	77,4	16,4	17,2	89	35,4	18,9	22,5	493
Ce	40,7	271	27,9	27,8	37	28,5	16,7	43,3	15,49	48	151	70,2	27	30,5	577
Pr	5,88	46	4,41	5,5	26	6	4,04	14,4	2,88	3,06	21,1	11,2	6,6	5,8	158
P	18,6	24,7	25,8	2,1	10,1	190	11,3	610	14,4	24,5	68	21,3	38,3	230	459

	T7-12 (Rhyolite)														
	Plagioclase A			Plagioclase B			Plagioclase C			Plagioclase D			Plagioclase E		
	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>	<i>B.G.</i>	<i>Cœur</i>	<i>B.D.</i>
Nd	26,9	193	18,6	31	114	26,3	17,7	63,2	12,3	12,8	93	52,2	25	26,3	648
Sm	4,68	32,9	3,66	3,7	13,4	6	3,81	10,5	2,3	2,83	18,1	13,6	7,2	6,7	132
Eu	10,43	11,94	10,59	16,27	11,2	13,9	11,46	11,82	14,41	15,29	9,98	2,95	4,84	10,96	25
Gd	4,65	31,1	3,35	4,2	15,6	6,5	4,24	11,5	2,49	3,1	16,5	13,5	6,1	6,7	97
Tb	0,602	3,65	0,466	0,59	2,1	0,88	0,75	1,29	0,28	0,51	2,25	2,25	1,1	1,09	13,4
Dy	3,22	19,6	2,81	2,98	9,1	5,6	4,3	7,2	1,97	2,7	13,1	14	7,4	7	64,2
Ho	0,616	3,81	0,511	0,56	1,42	1,29	0,97	1,39	0,336	0,56	2,34	2,62	1,25	1,19	10,1
Er	1,54	9,19	1,37	1,18	3,1	2,9	2,67	3,11	0,74	1,43	5,69	6,6	3,7	2,94	22,3
Tm	0,202	1,11	0,178	0,128	0,27	0,35	0,336	0,324	0,114	0,168	0,711	0,93	0,63	0,371	2,73
Yb	1,14	6,77	1,1	0,74	1,41	1,77	2,67	1,85	0,56	1,17	4,43	6,6	3,3	2,37	18,5
Lu	0,183	0,956	0,154	0,123	0,251	0,25	0,51	0,249	0,073	0,137	0,694	0,92	0,5	0,335	2,45
Tl	0,021	0,0171	0,0092		0,0158	0,0023	0,0037	0,0083	0,0026		0,099	0,086	0,098	0,0108	0,146

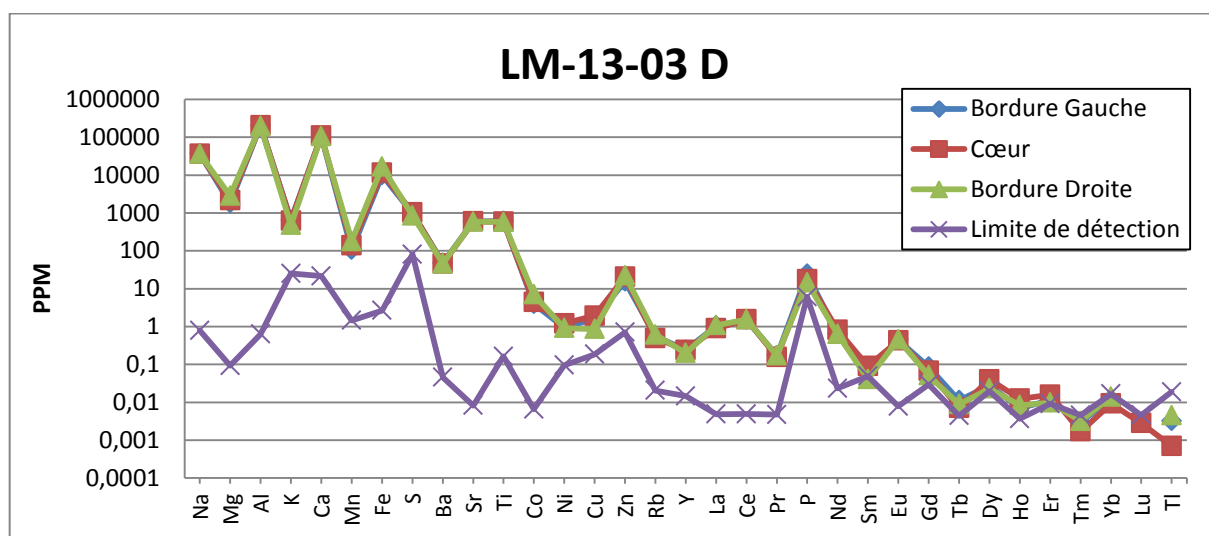
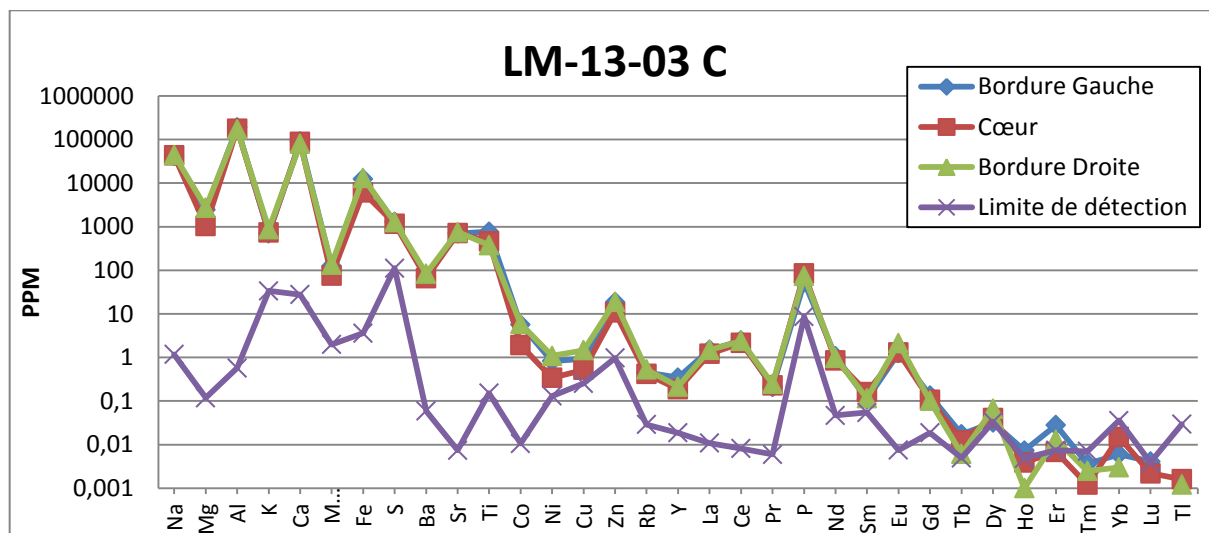
Annexe 2 : Zonations entre les bordures et le cœur des plagioclases

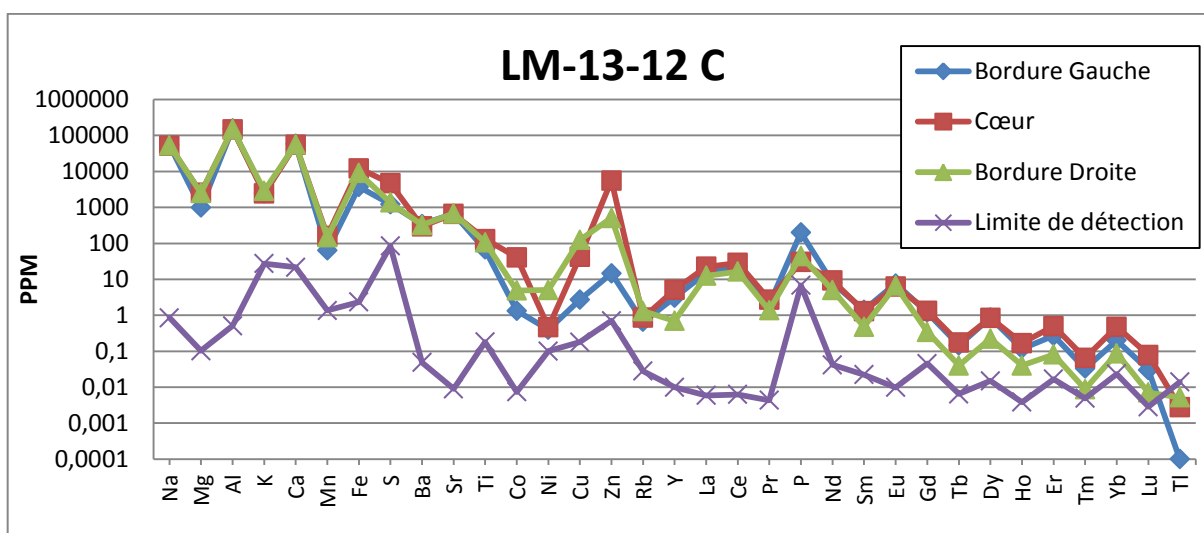
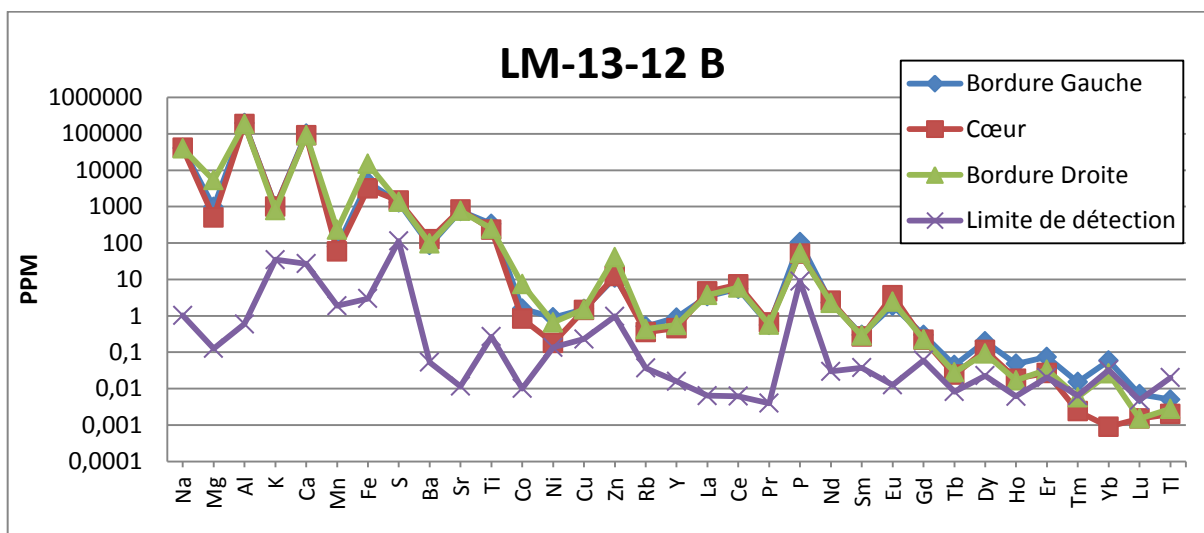
1. Absence de Zonation
2. Bordures plus enrichies que le cœur
3. Cœur plus enrichi que les bordures
4. Une bordure égale au cœur
 - 4.1. Bordure droite égale au cœur
 - a. Valeur supérieure à la bordure gauche
 - b. Valeur inférieure à la bordure gauche
 - 4.2. Bordure gauche égale au cœur
 - a. Valeur supérieure à la bordure droite
 - b. Valeur inférieure à la bordure droite

Absence de zonation*Plagioclases de roches felsiques*

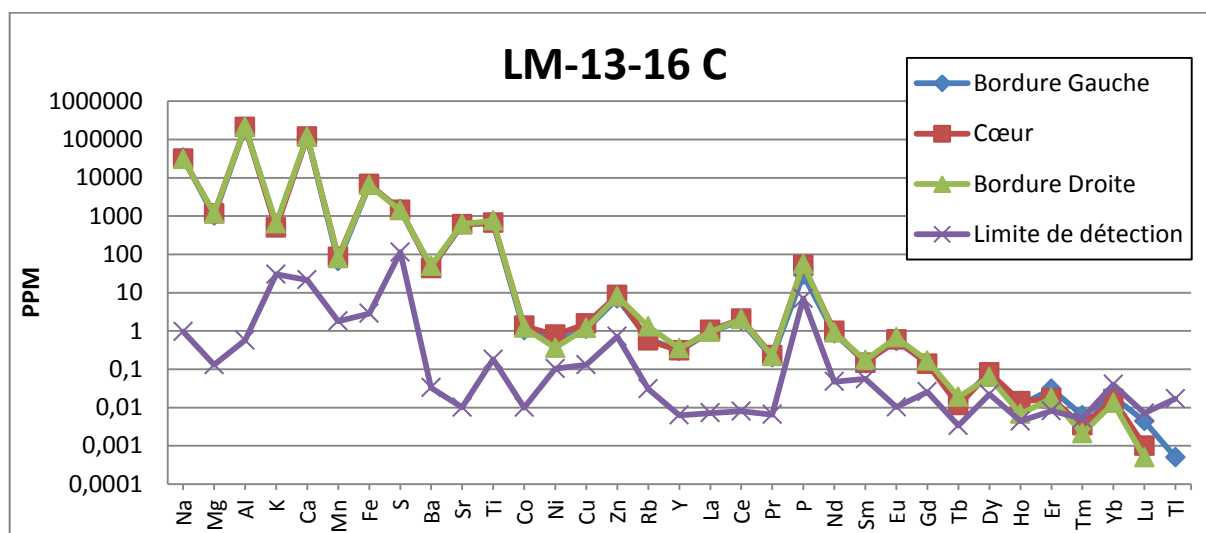
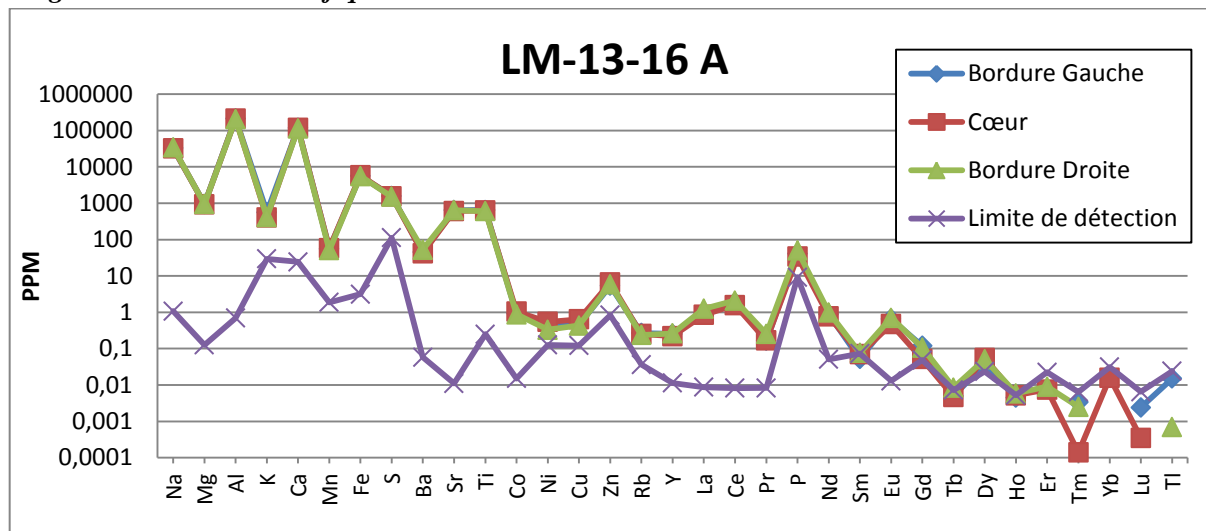


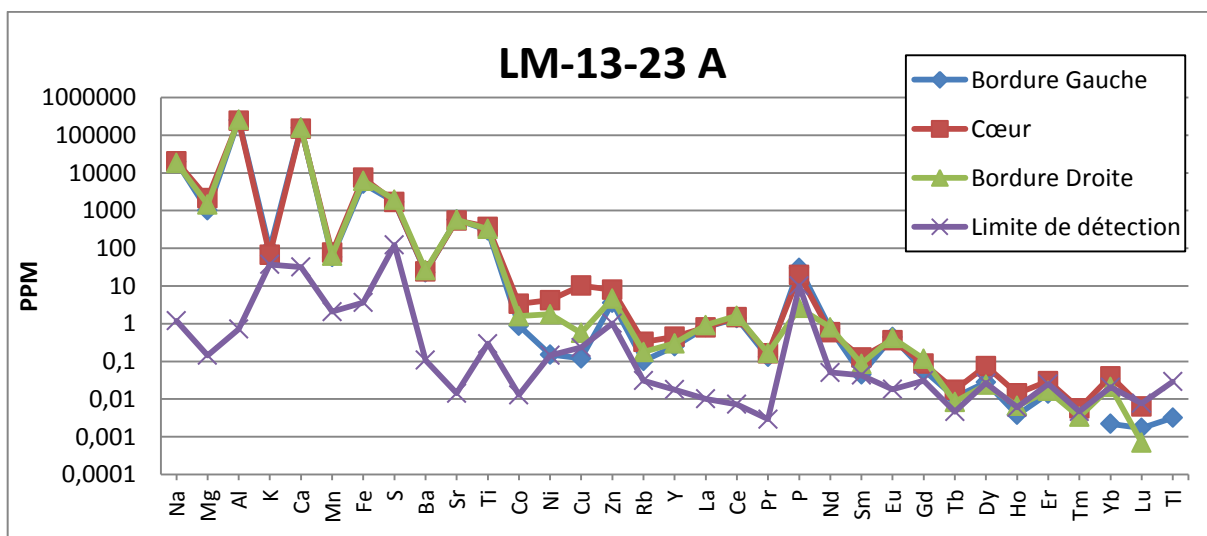
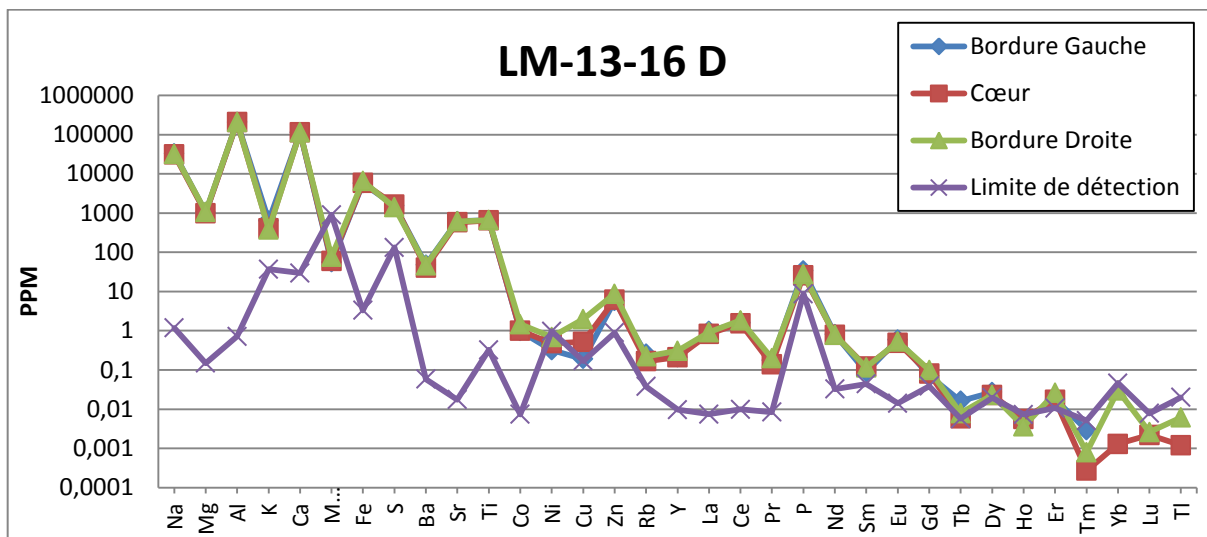
Plagioclases de roches intermédiaires

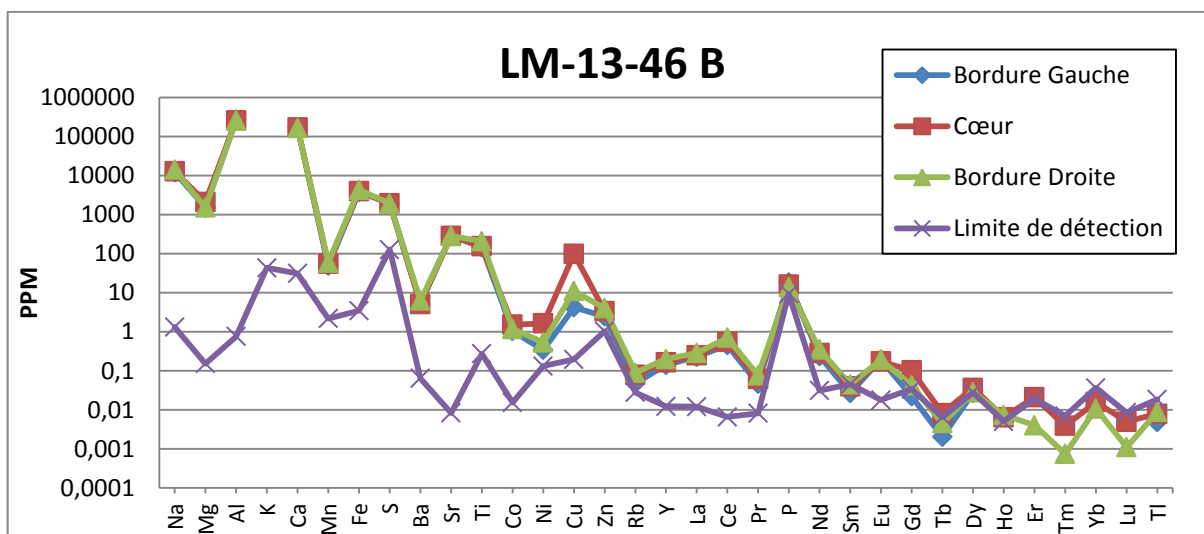
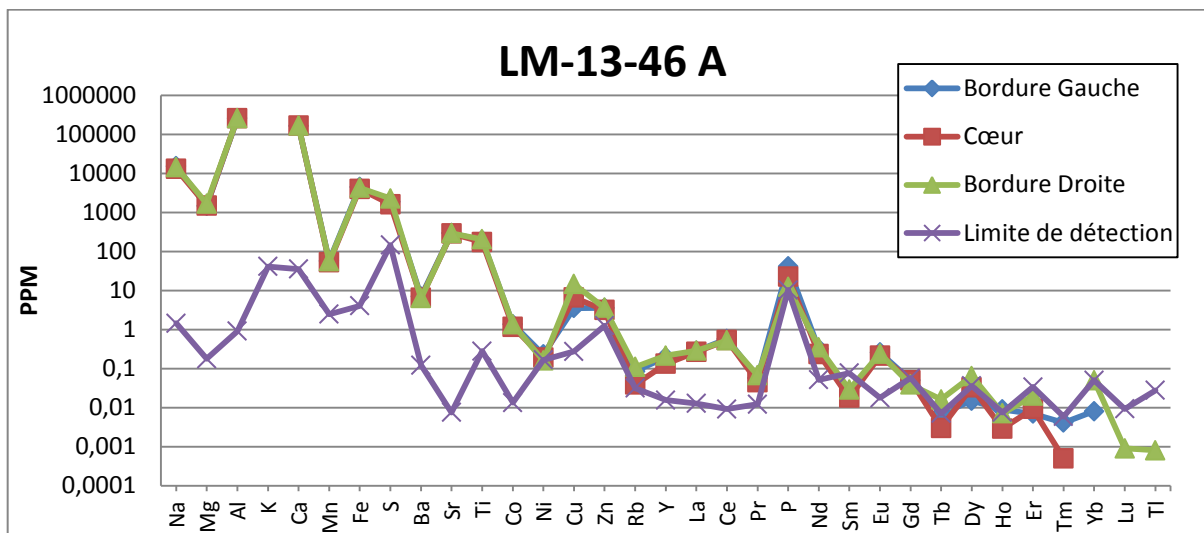


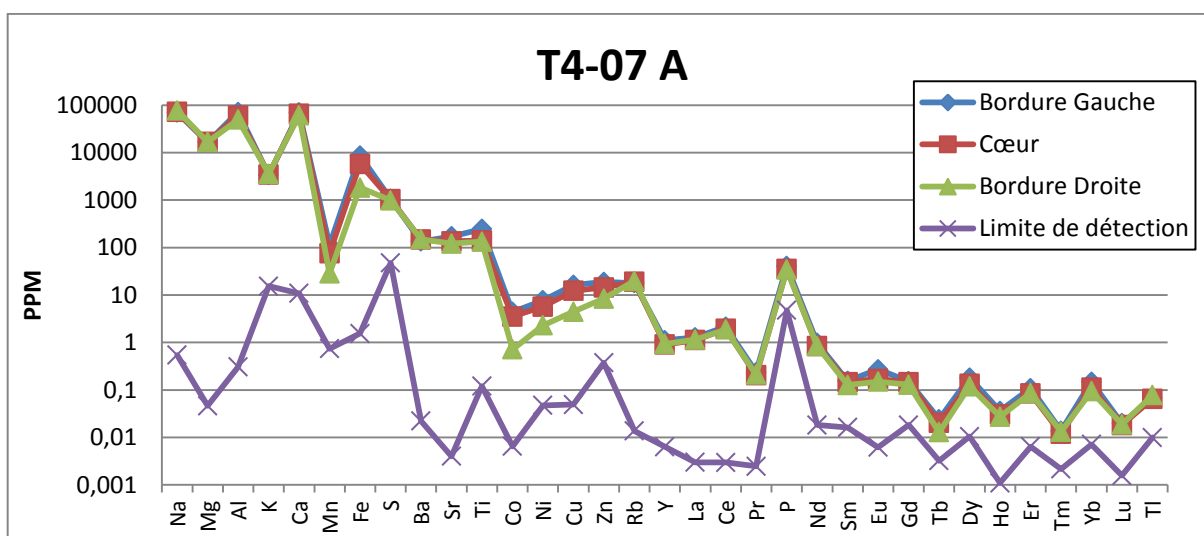
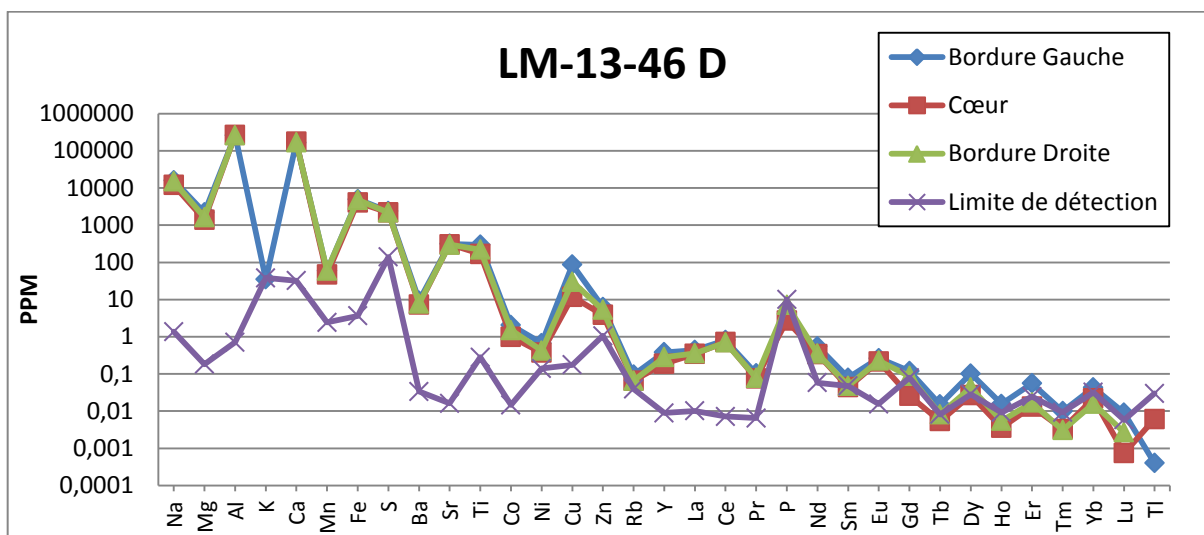


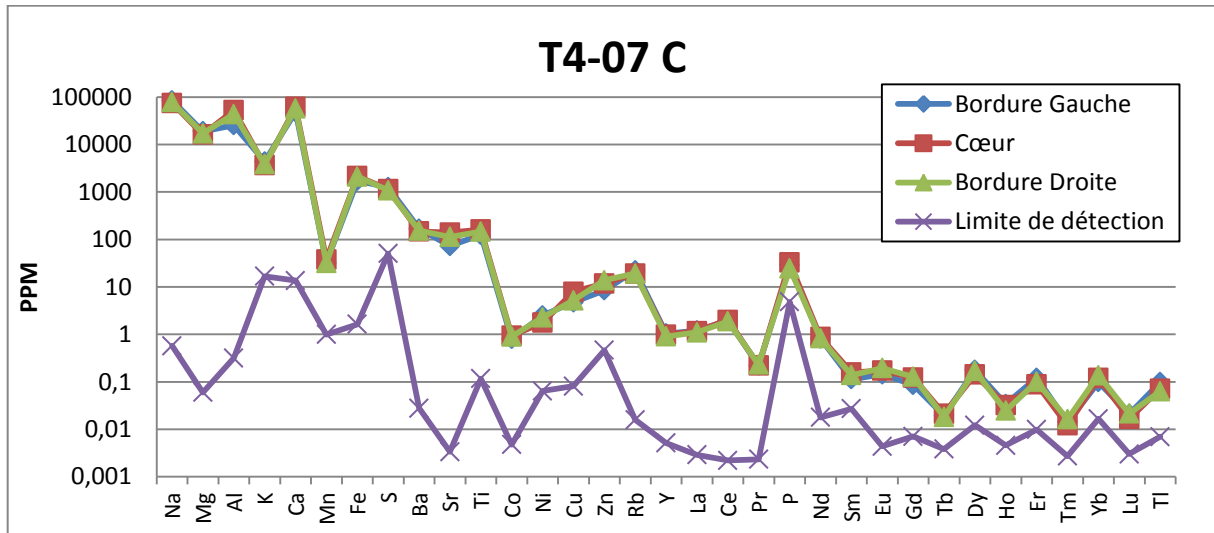
Plagioclases de roches mafiques





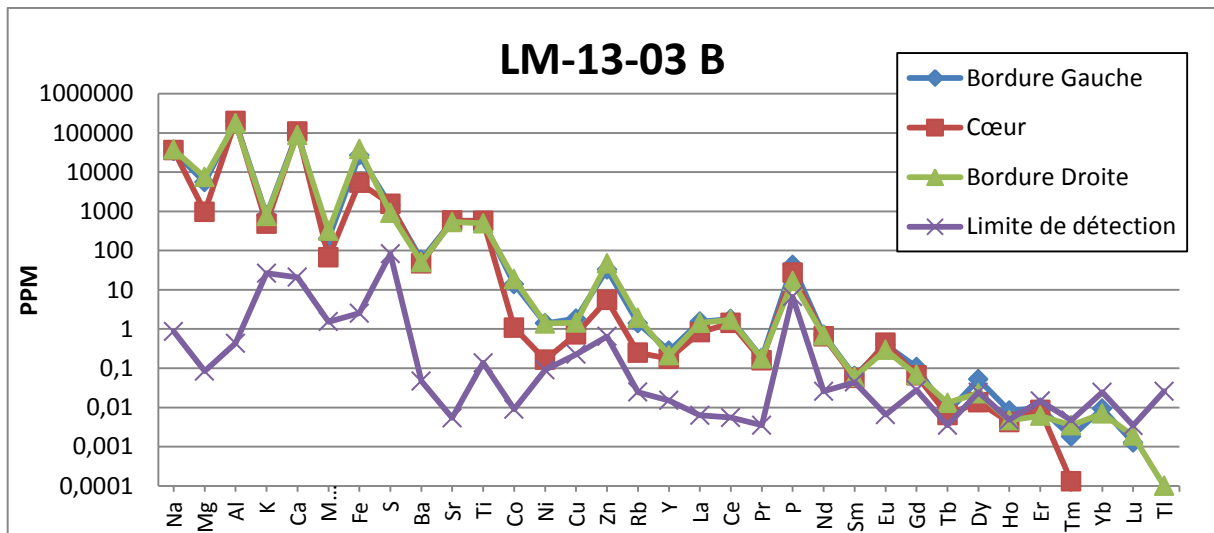




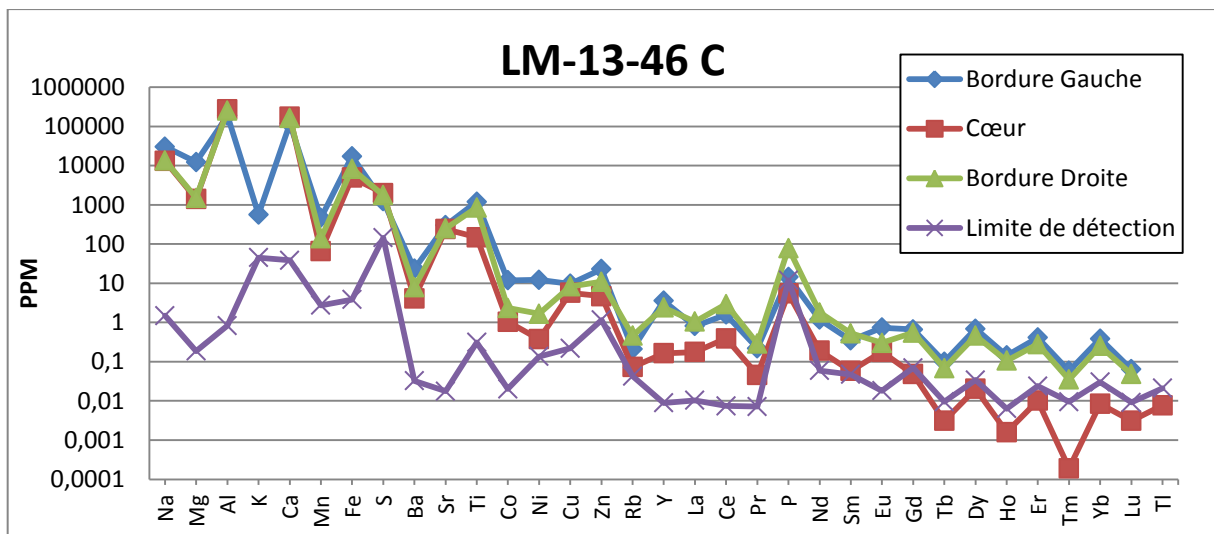
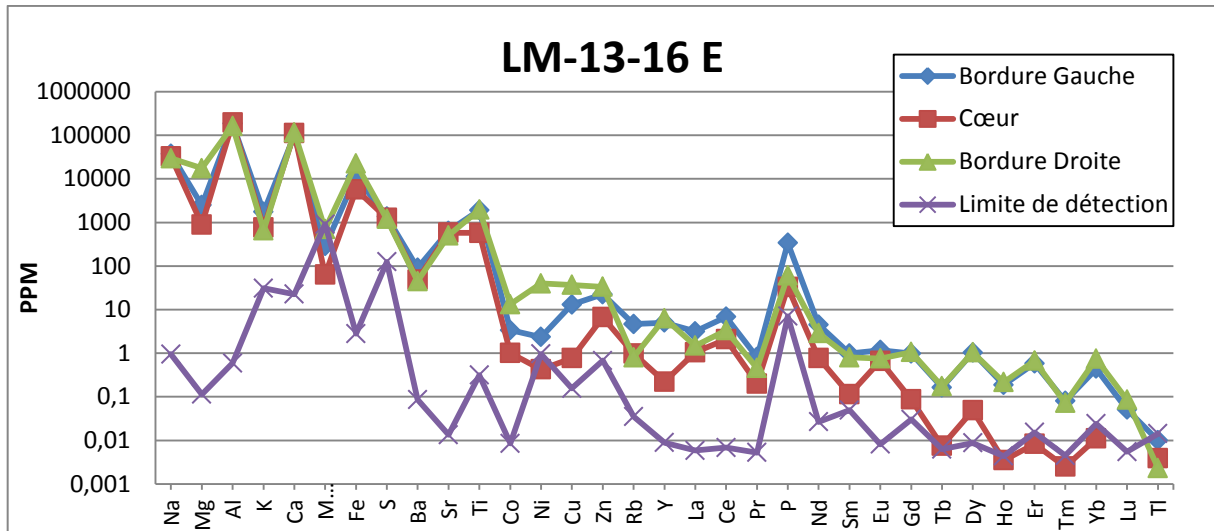


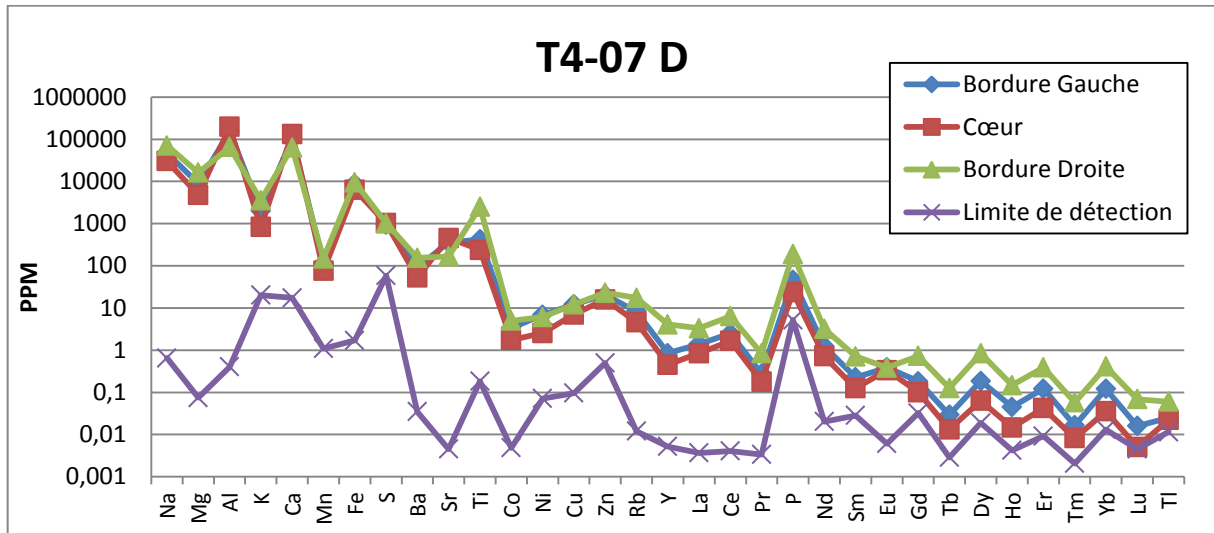
Bordures plus enrichies que le cœur

Plagioclases de roches intermédiaires



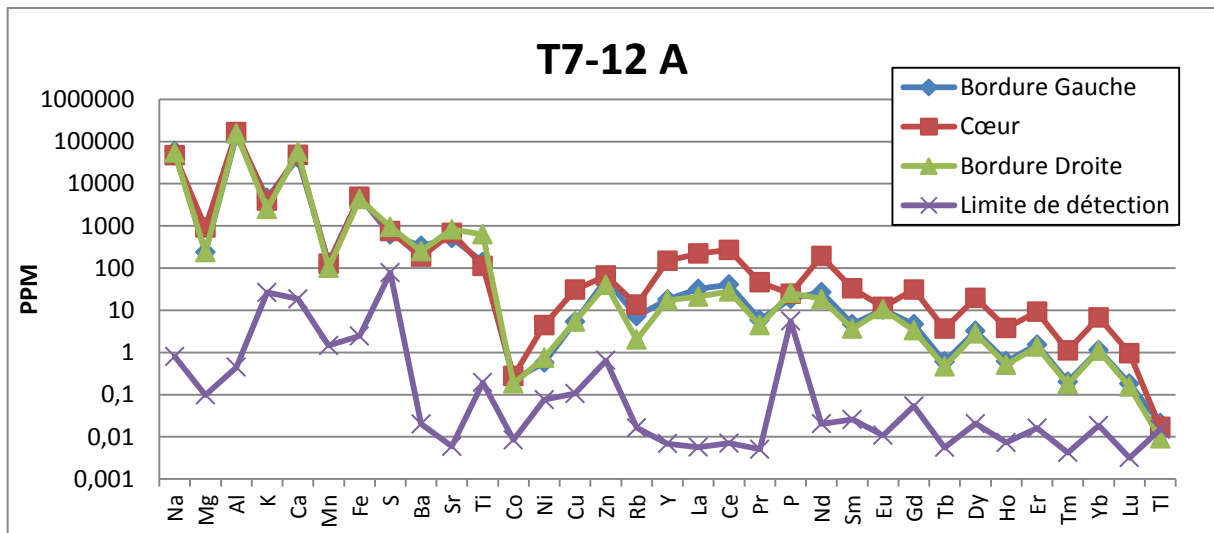
Plagioclases de roches mafiques

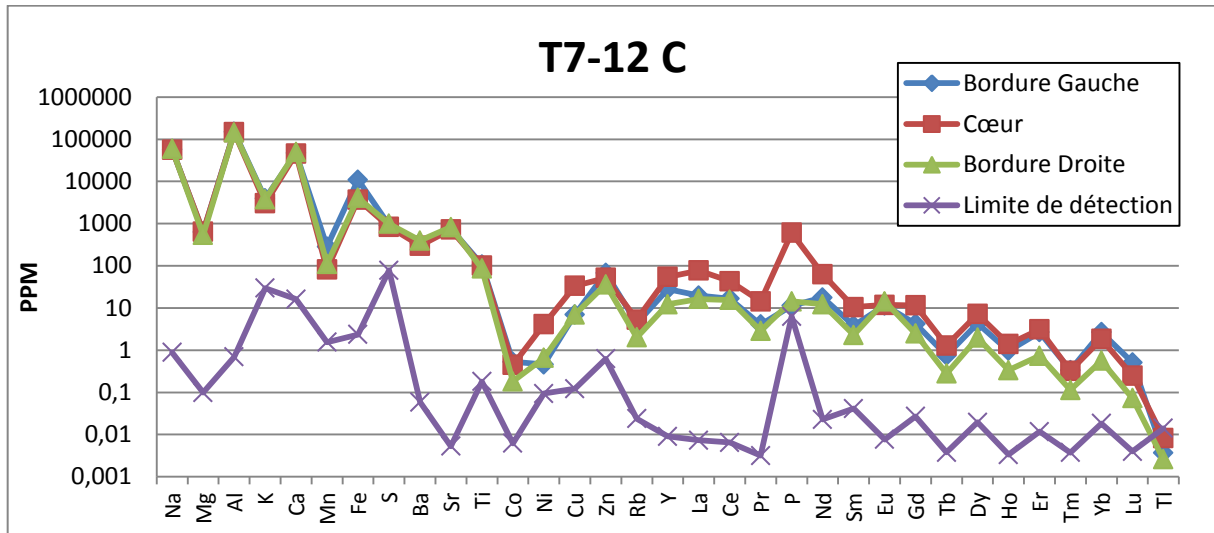




Cœur plus enrichi que les bordures

Plagioclases de roches felsiques



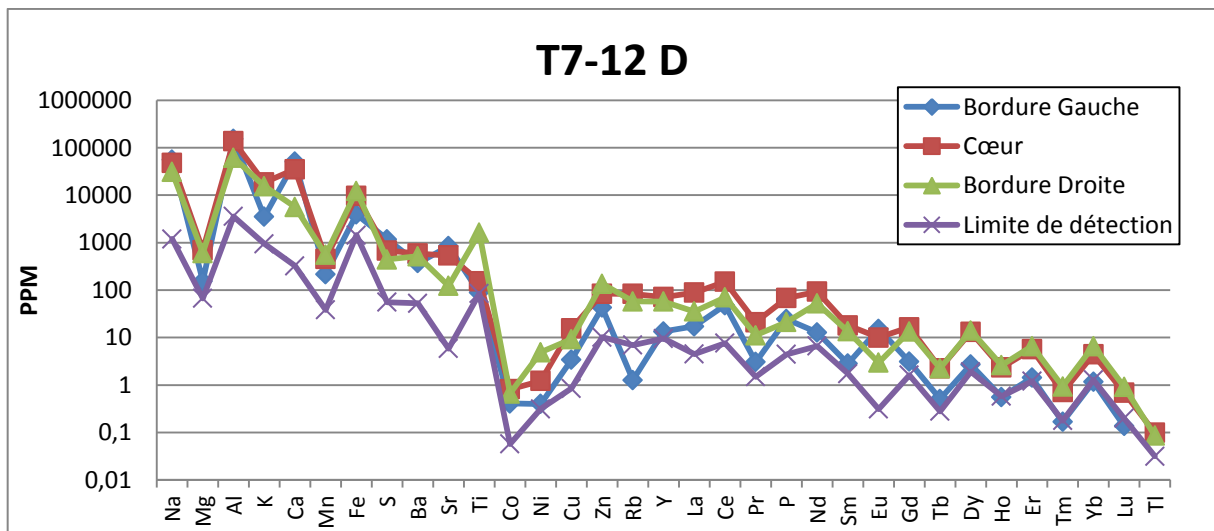


Une bordure égale au cœur

Bordure droite égale au cœur

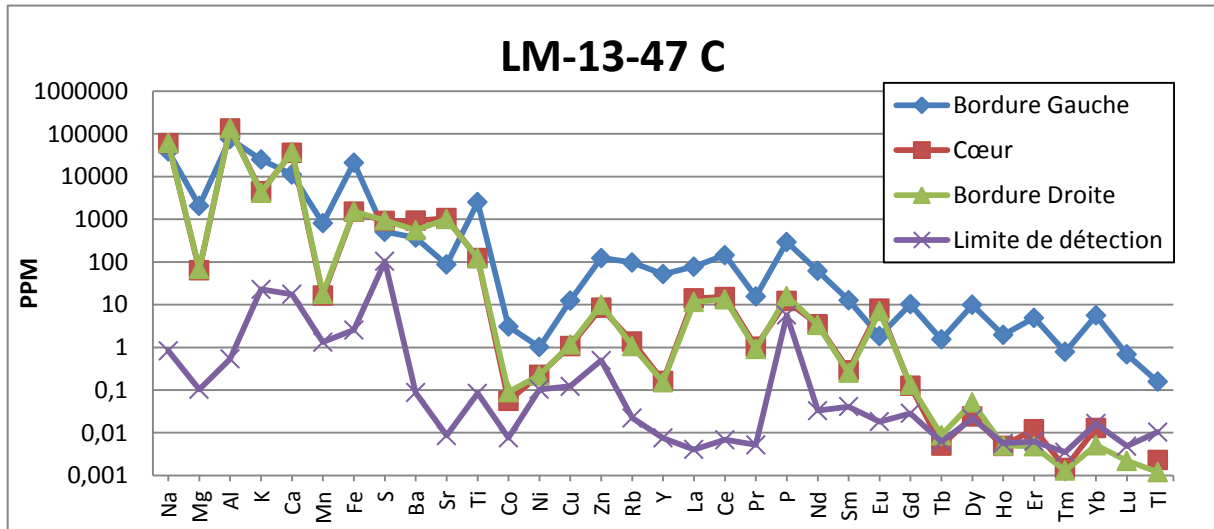
Valeur supérieure à la bordure gauche

Plagioclases de roches felsiques

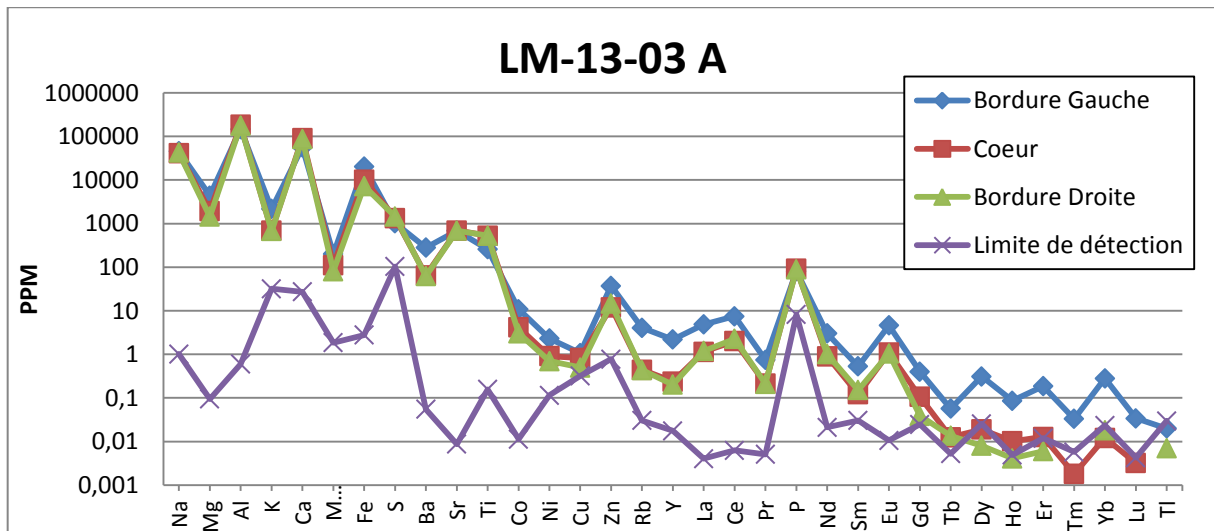


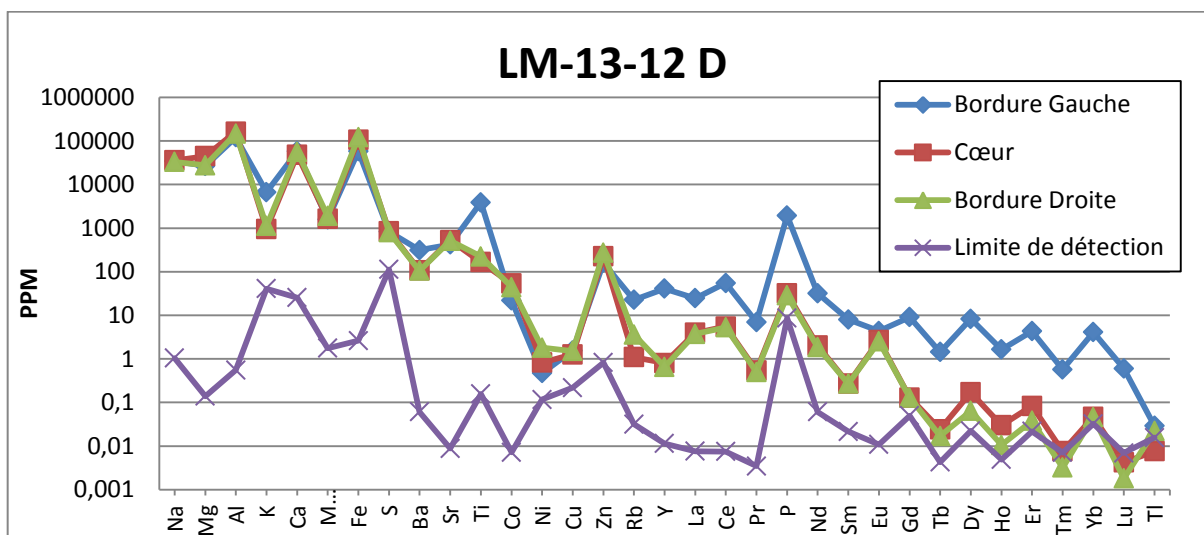
Valeur inférieure à la bordure gauche

Plagioclases de roches felsiques

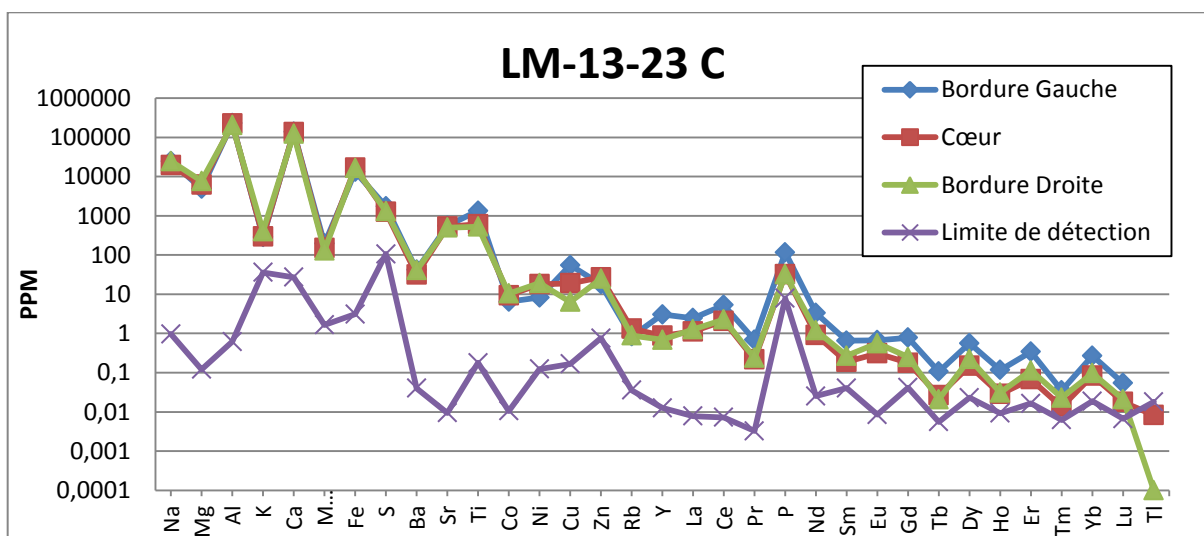


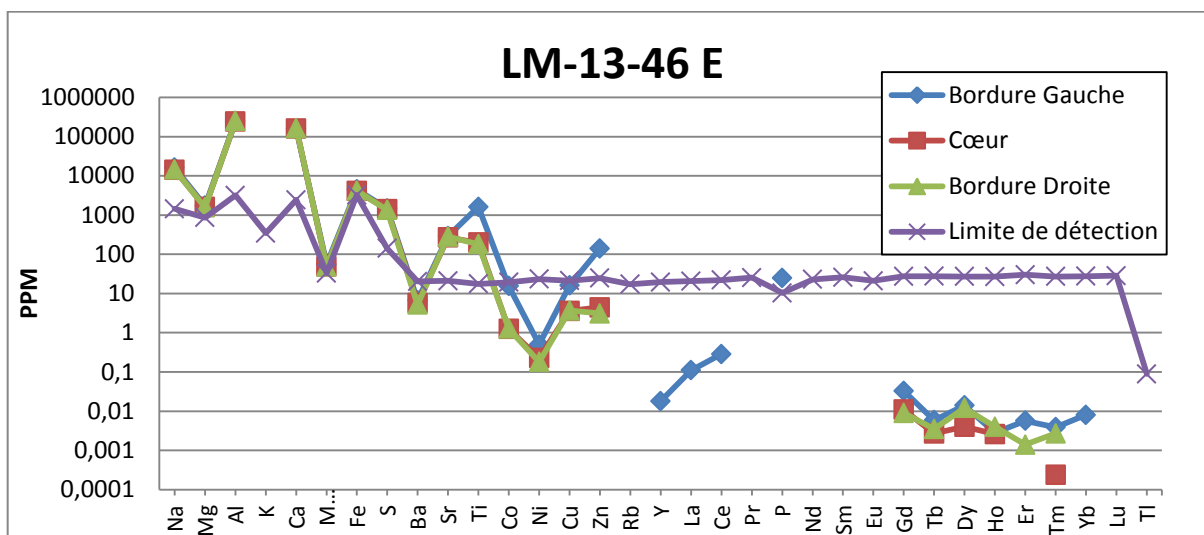
Plagioclases de roches intermédiaires





Plagioclases de roches mafiques

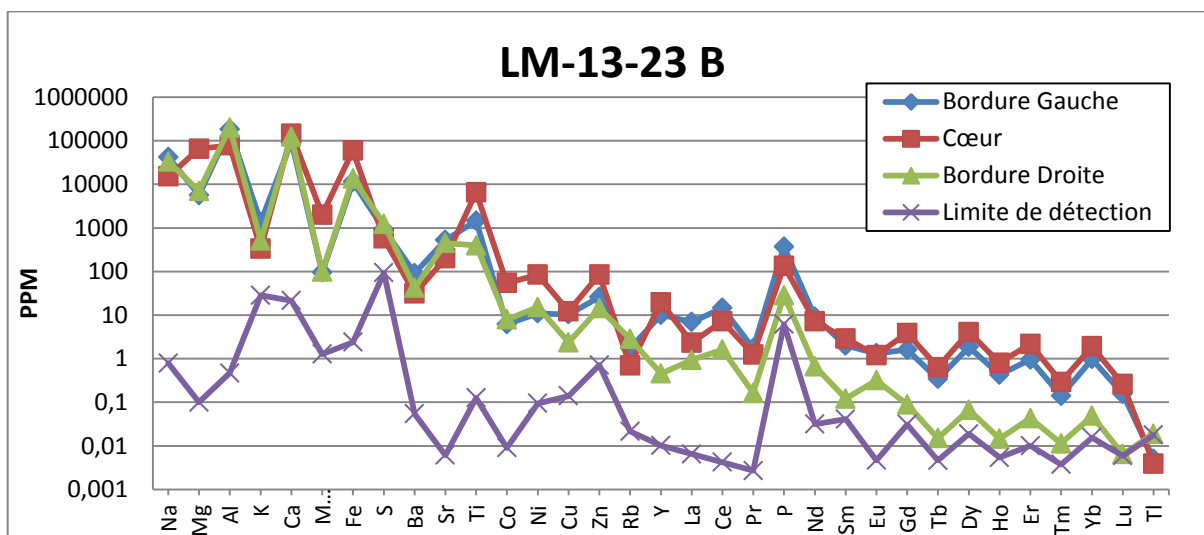




Bordure gauche égale au cœur

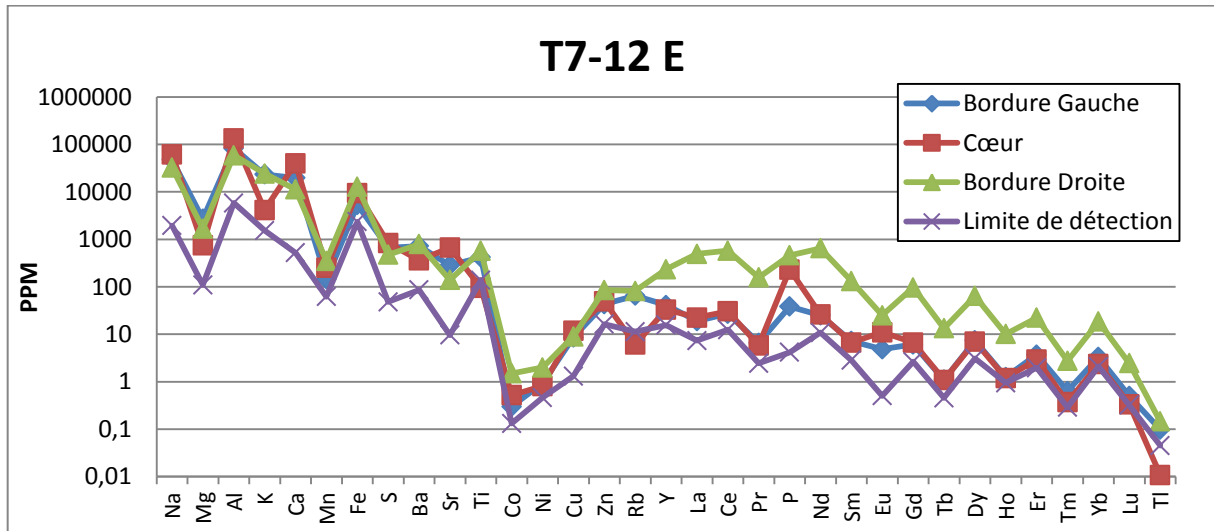
Valeur supérieure à la bordure droite

Plagioclases de roches mafiques

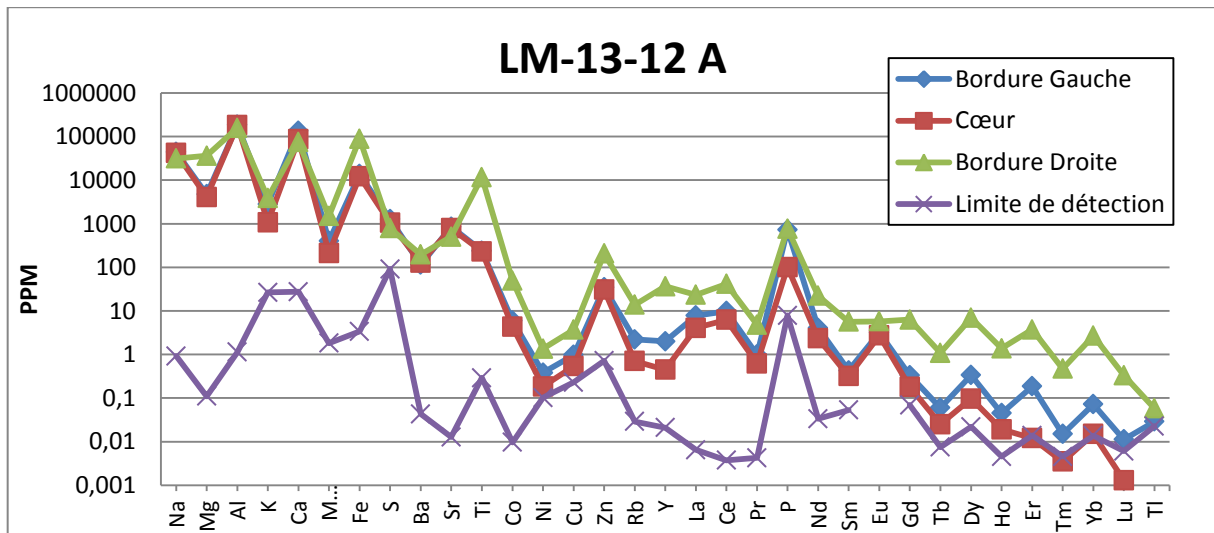


Valeur inférieure à la bordure droite

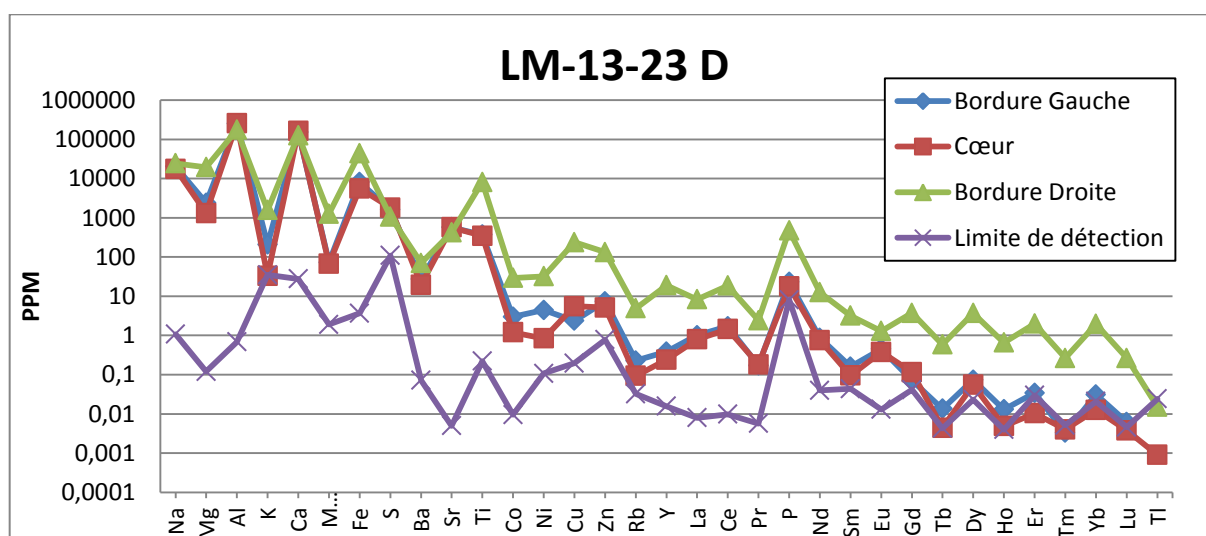
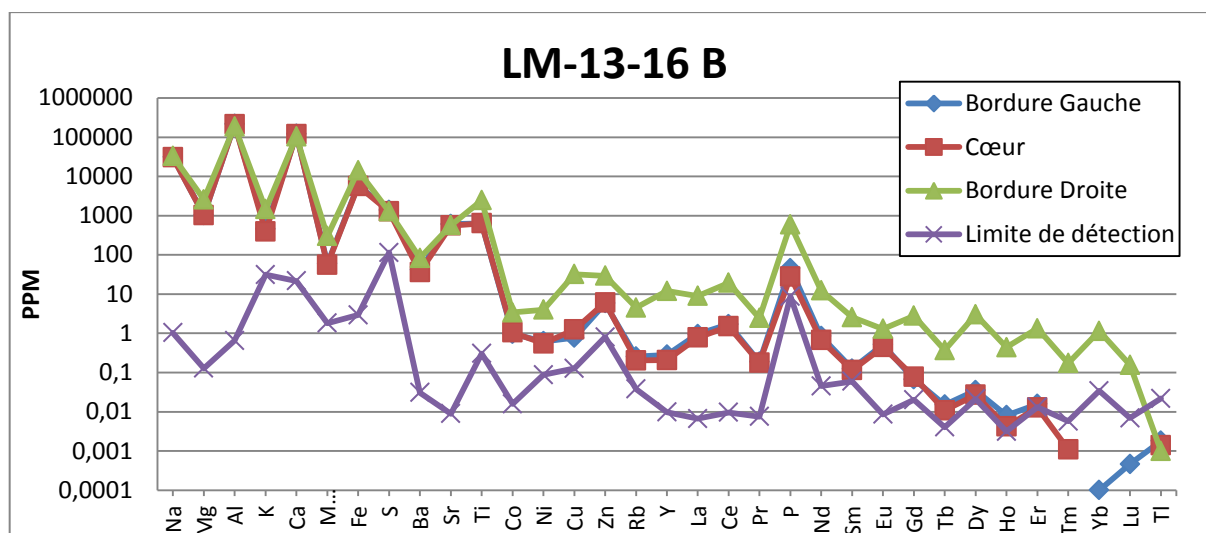
Plagioclases de roches felsiques

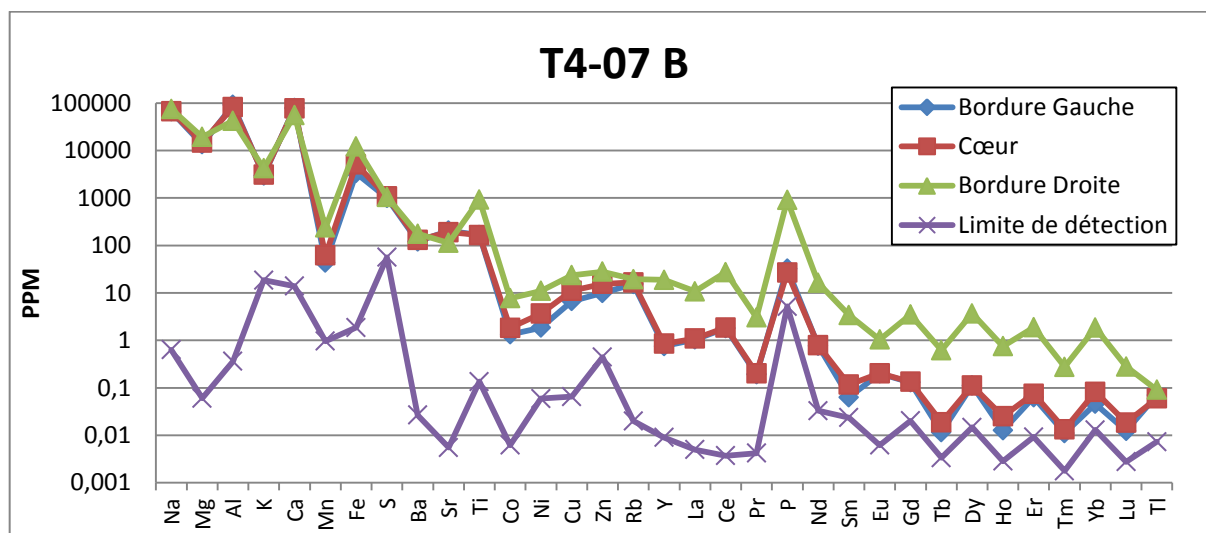


Plagioclases de roches intermédiaires



Plagioclases de roches mafiques





Annexe 3 : Image de cathodoluminescence de plagioclases

1. Basaltes ultra-porphyrique (PUB)
2. Basaltes avec peu de phénocristaux
3. Andésite basaltique
4. Andésites
5. Trachydacite

Basaltes Ultra-Porphyriques (PUB)

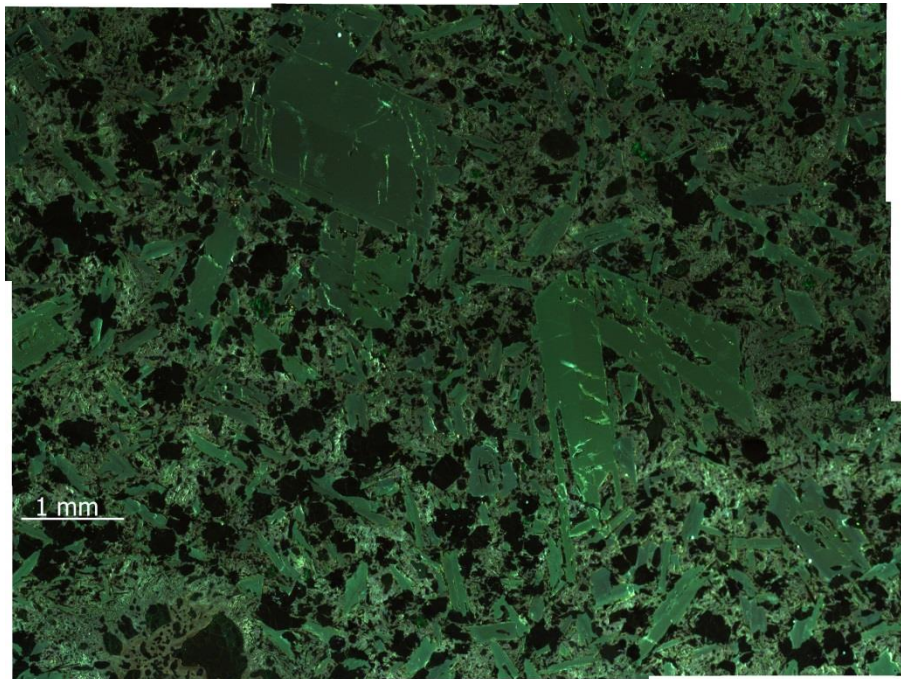


Figure 80a : Plagioclases de 1 à 2 mm environ de la lame mince LM-13-16

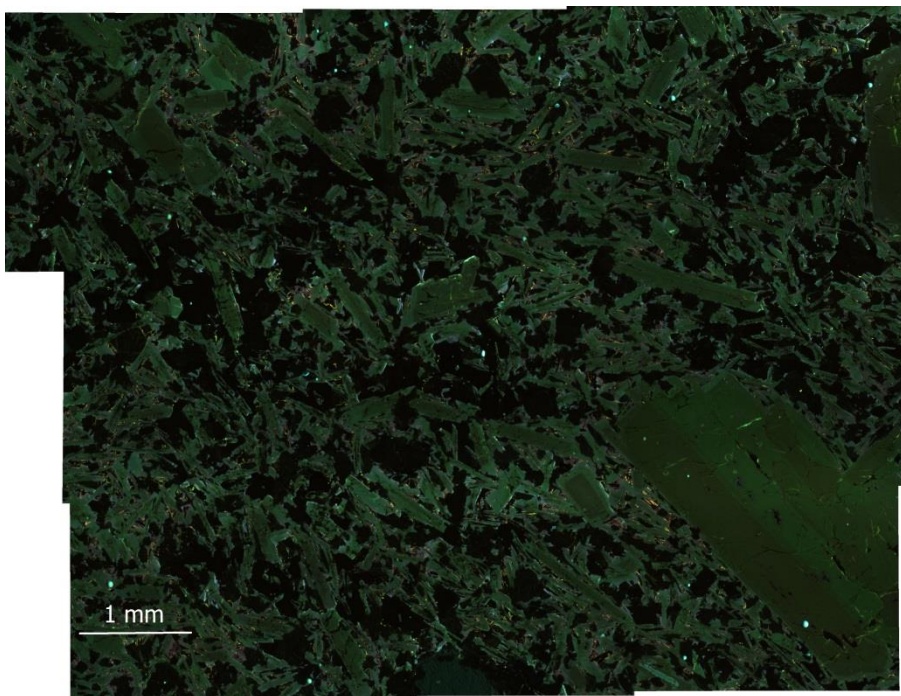


Figure 81a : Plagioclases de 1 à 3 mm environ de la lame mince LM-13-20

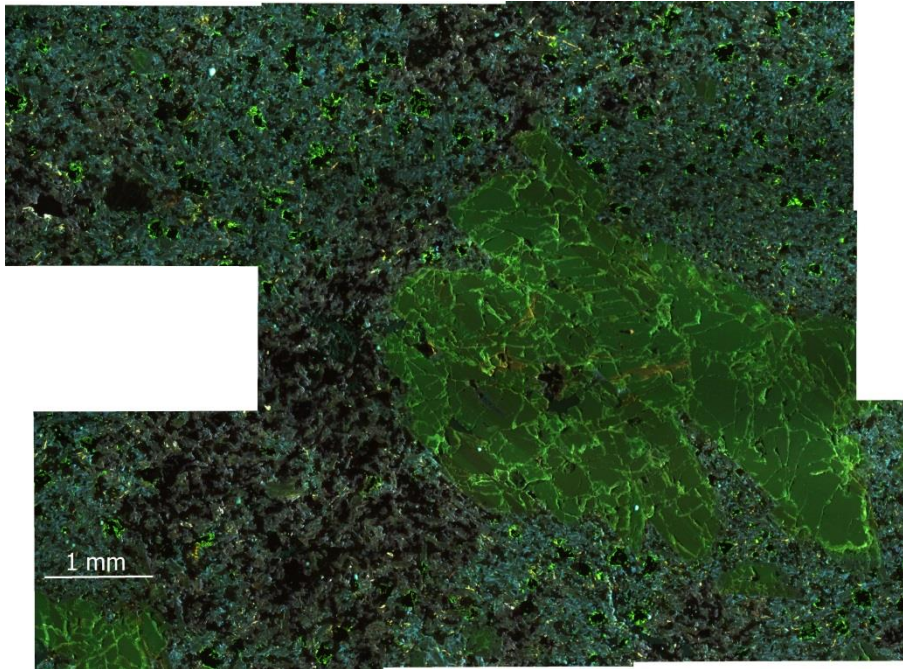


Figure 82a : Plagioclases de 5 mm environ de la lame mince LM-13-31

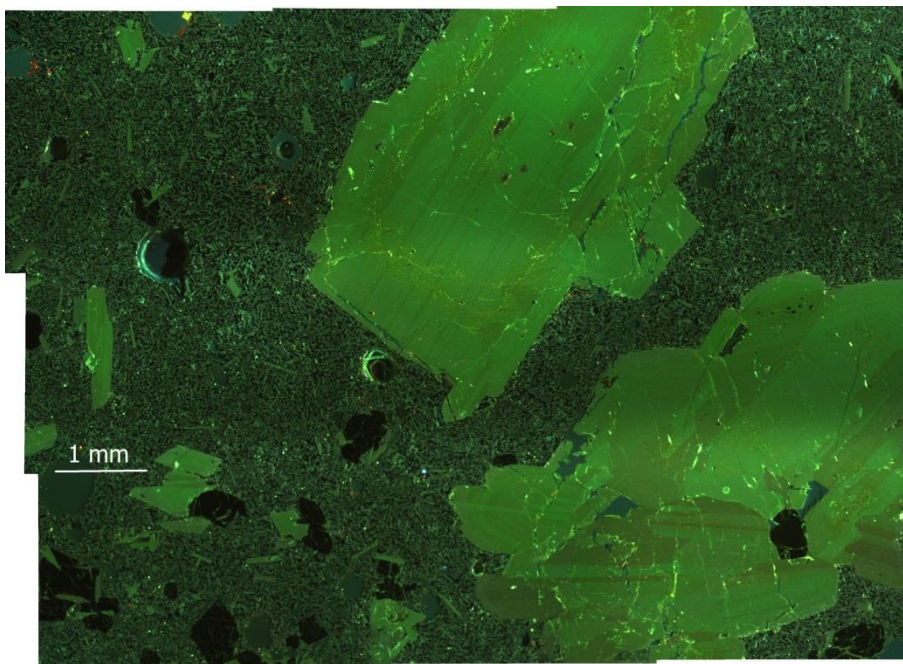


Figure 83a : Plagioclases de 5 mm environ de la lame mince LM-13-44.

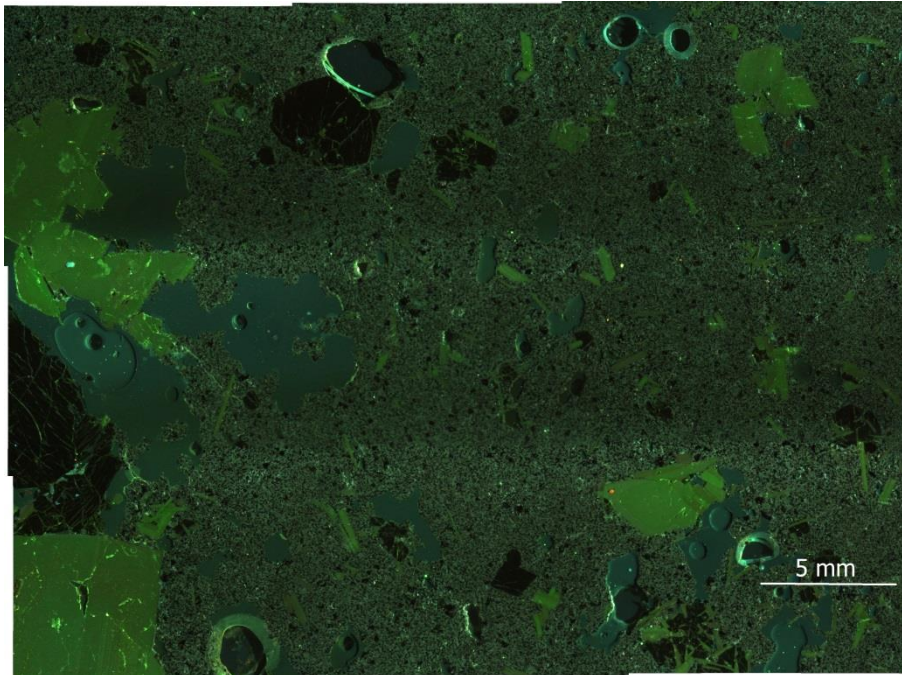


Figure 84a : Plagioclases de 1 à 5 mm environ de la lame mince LM-13-46

Basaltes avec peu de macrocristaux

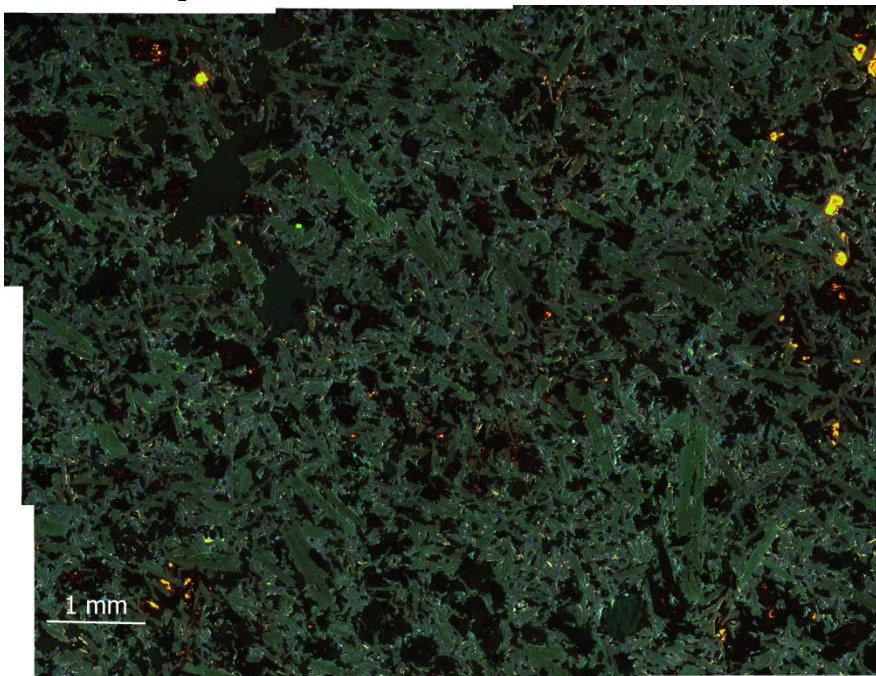


Figure 85a : Plagioclases inférieur à 1 mm de la lame mince LM-13-05

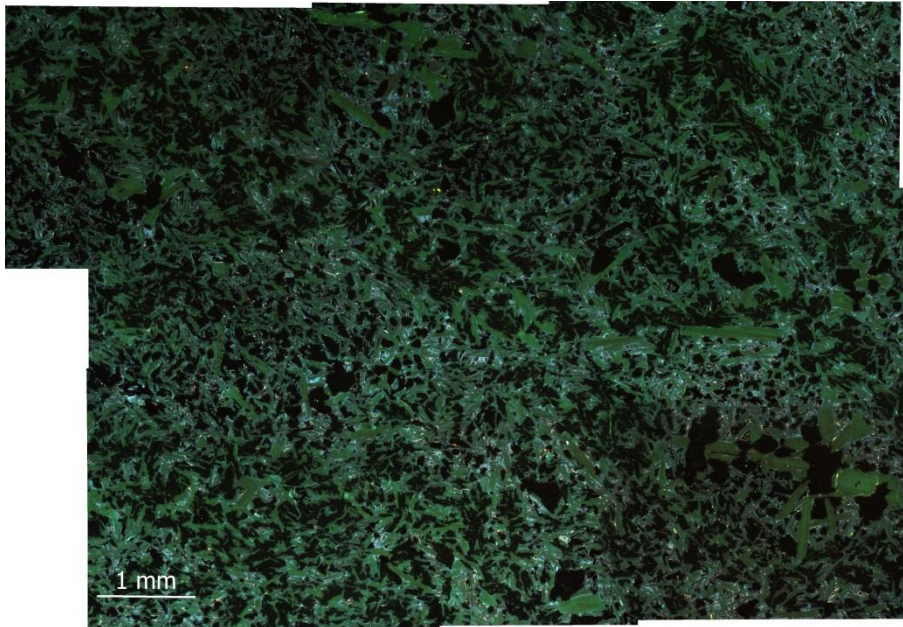


Figure 86a : Plagioclases inférieur à 1 mm de la lame mince LM-13-10

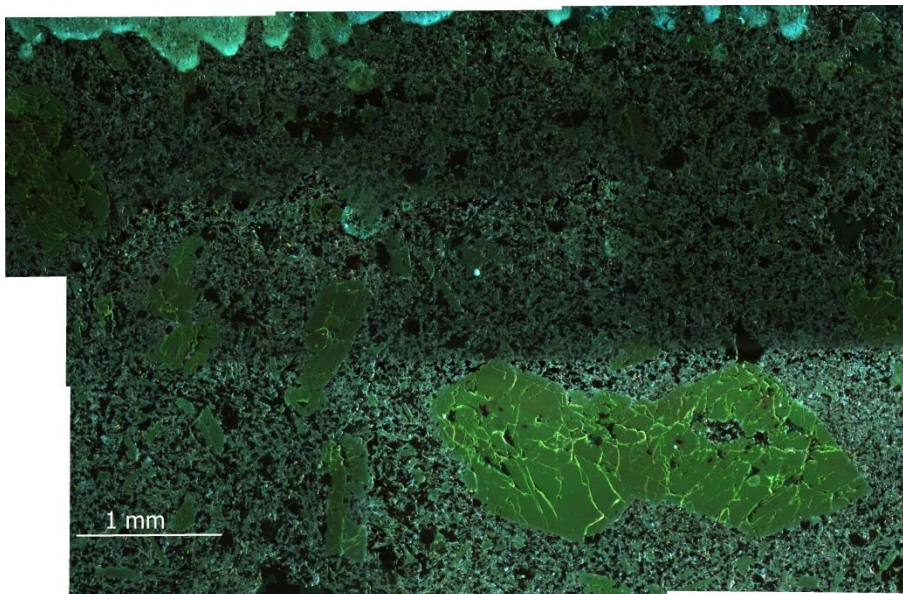


Figure 87a : Plagioclases de 3 mm environ de la lame mince LM-13-19

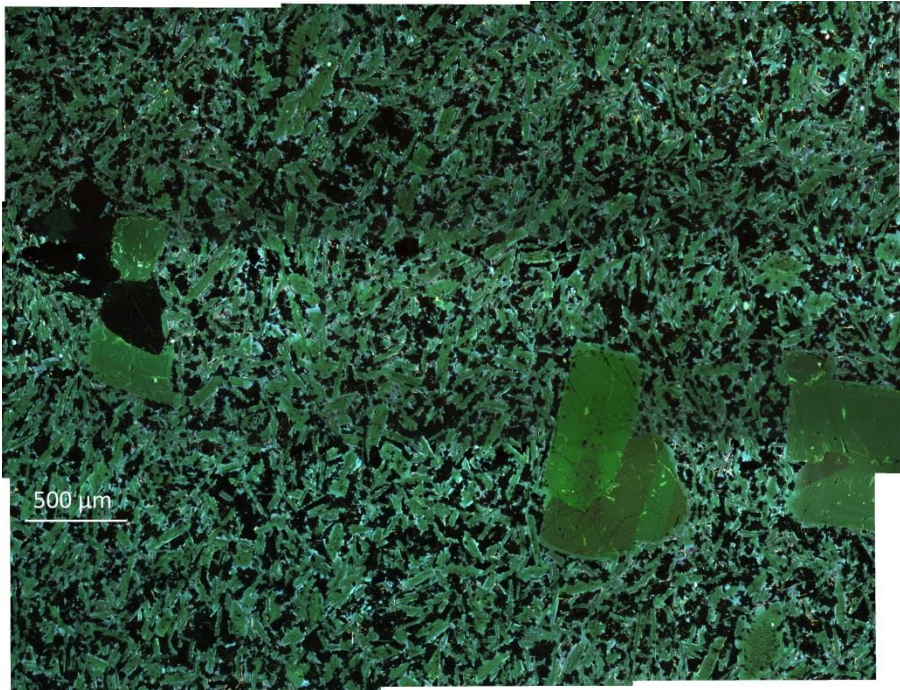


Figure 88a : Plagioclases de 1 mm environ de la lame mince LM-13-21

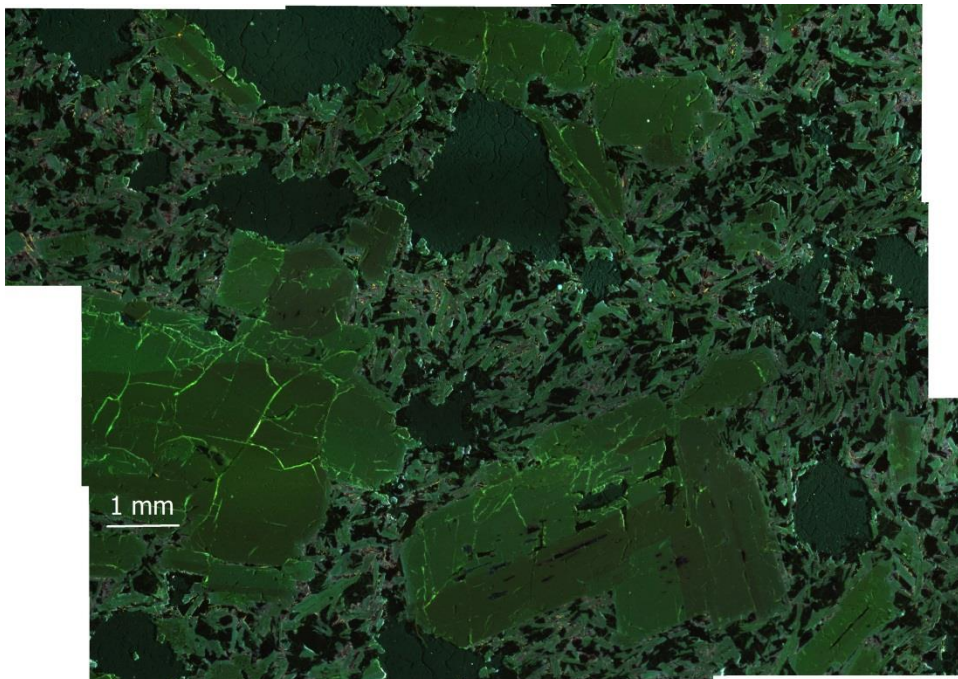


Figure 89a : Plagioclases de 5cm environ de la lame mince LM-13-23

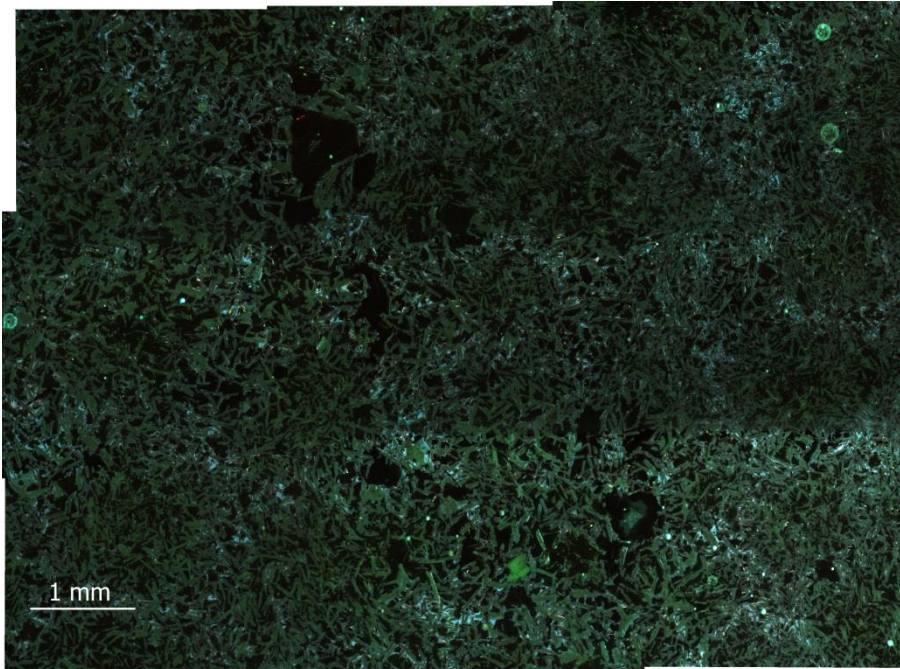


Figure 90a : Plagioclases inférieur à 1 mm de la lame mince LM-13-27

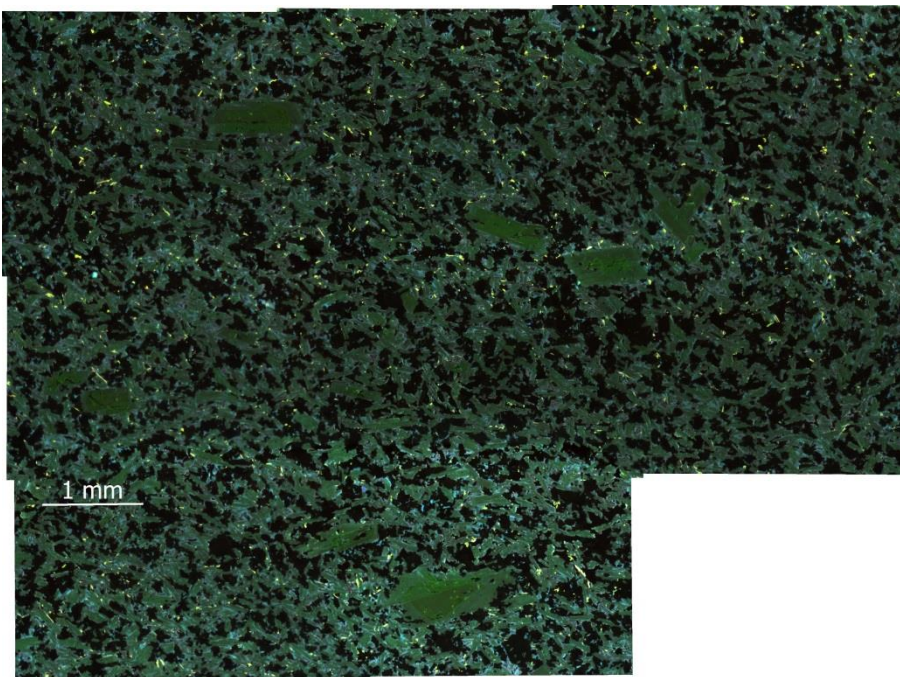


Figure 91a : Plagioclases de 1 mm environ de la lame mince LM-13-32

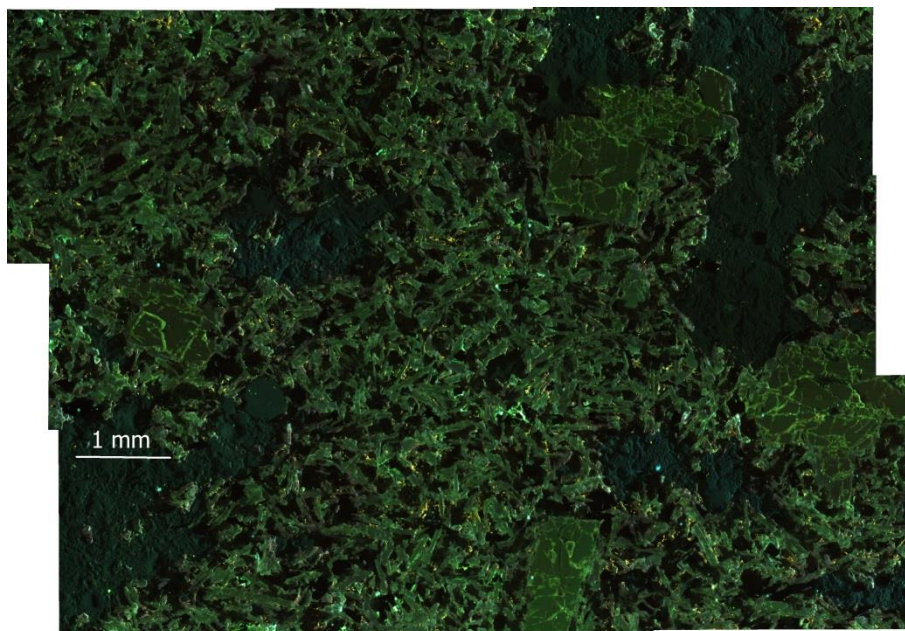


Figure 92a : Plagioclases inférieur à 1 mm à 1 mm environ de la lame mince LM-13-33

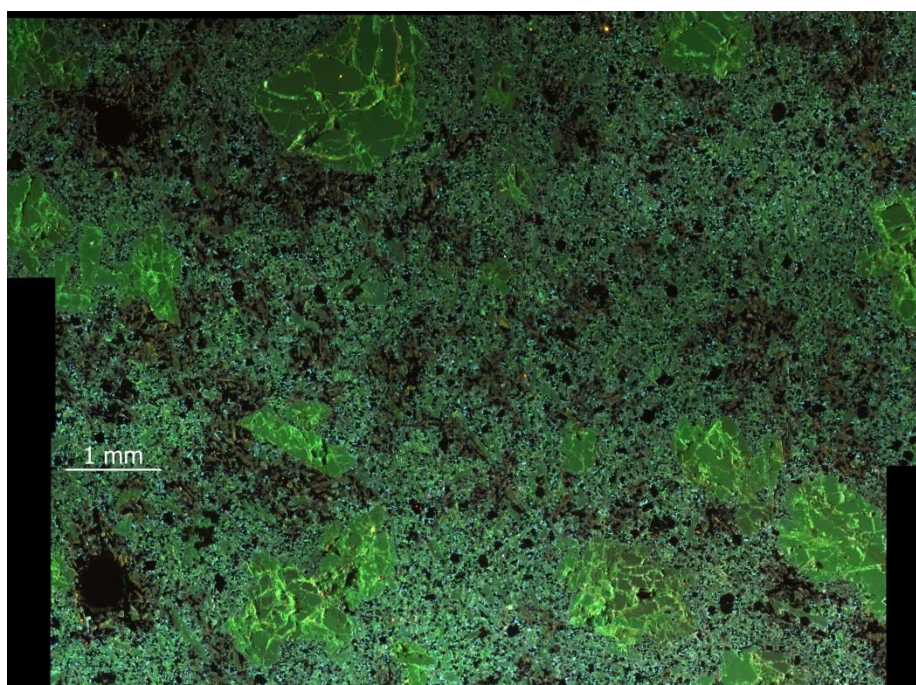


Figure 93a : Plagioclases de 1 à 2 mm environ de la lame mince LM-13-37

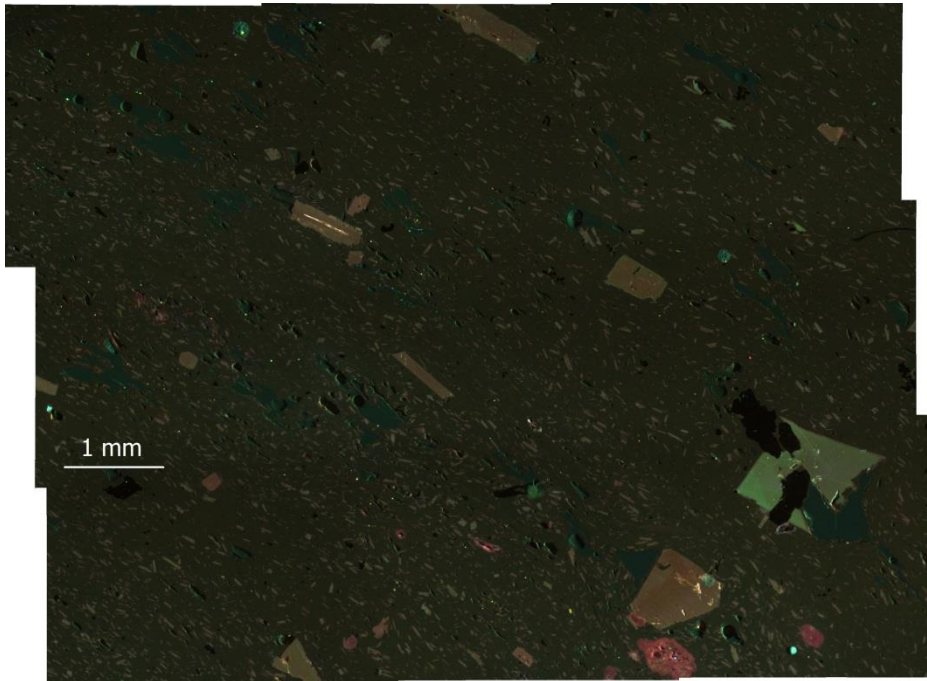


Figure 94a : Plagioclases de 1mm environ de la lame mince LM-13-43

Andésite basaltique

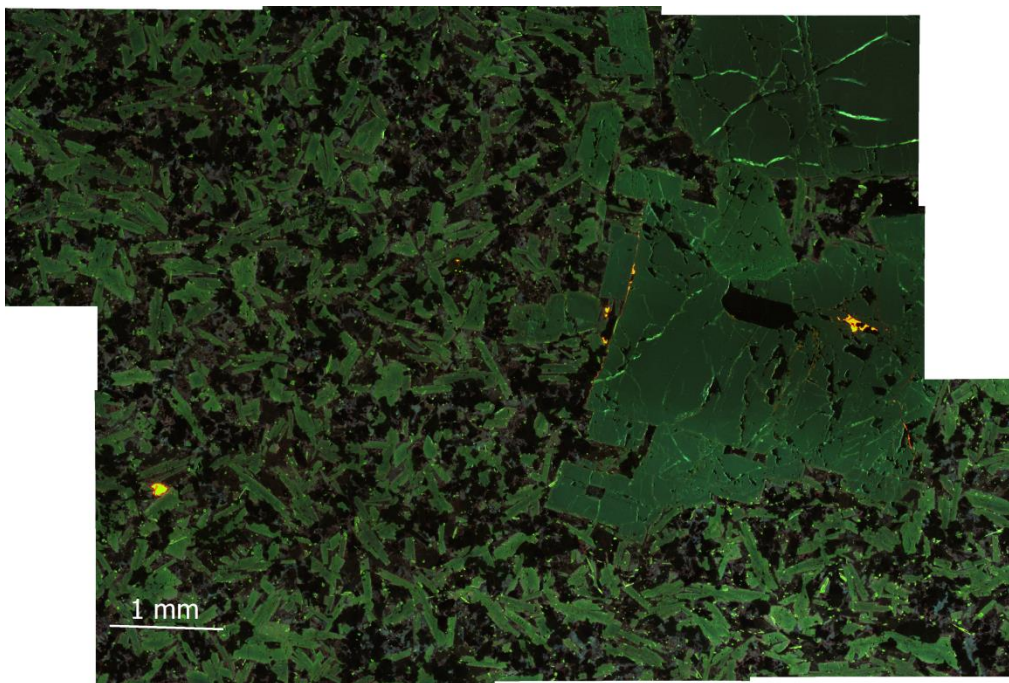


Figure 95a : Plagioclases de 3 mm environ de la lame mince LM-13-03 Andésite basaltique

Andésites

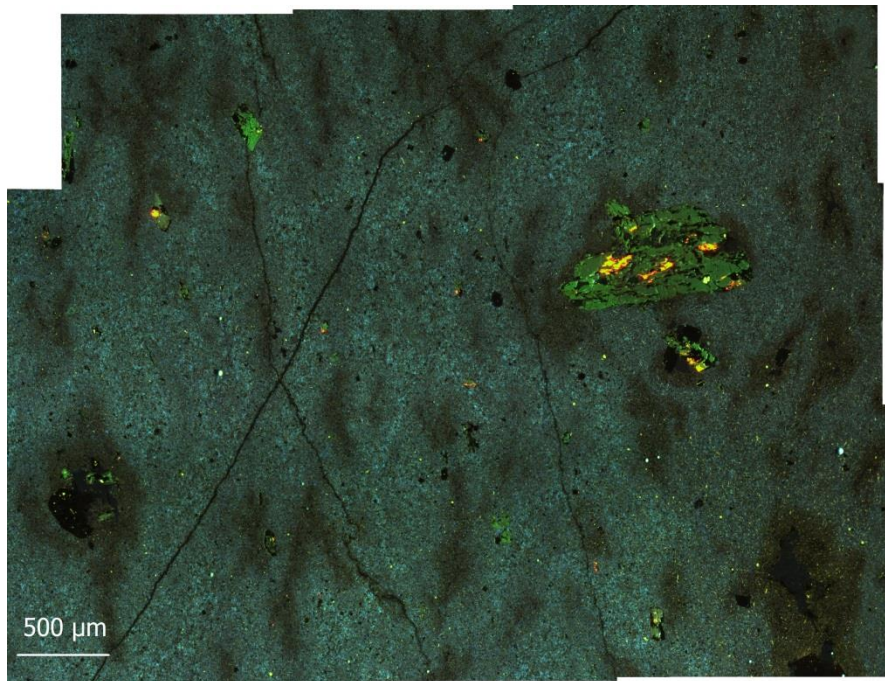


Figure 96a : Plagioclases inférieurs à 1mm de la lame mince LM-13-12

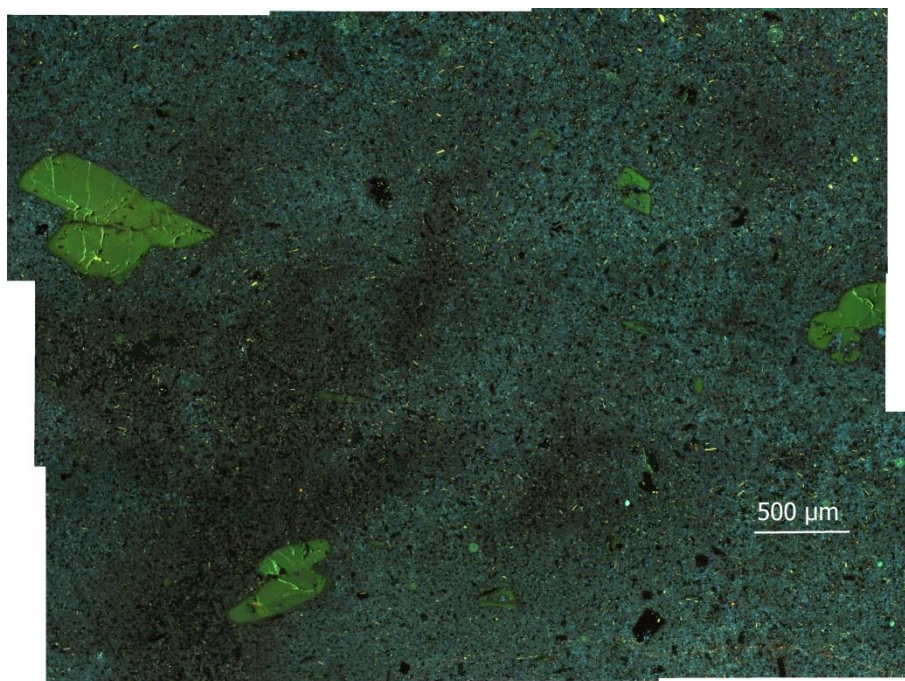


Figure 97a : Plagioclases inférieurs à 1mm environ de la lame mince LM-13-15

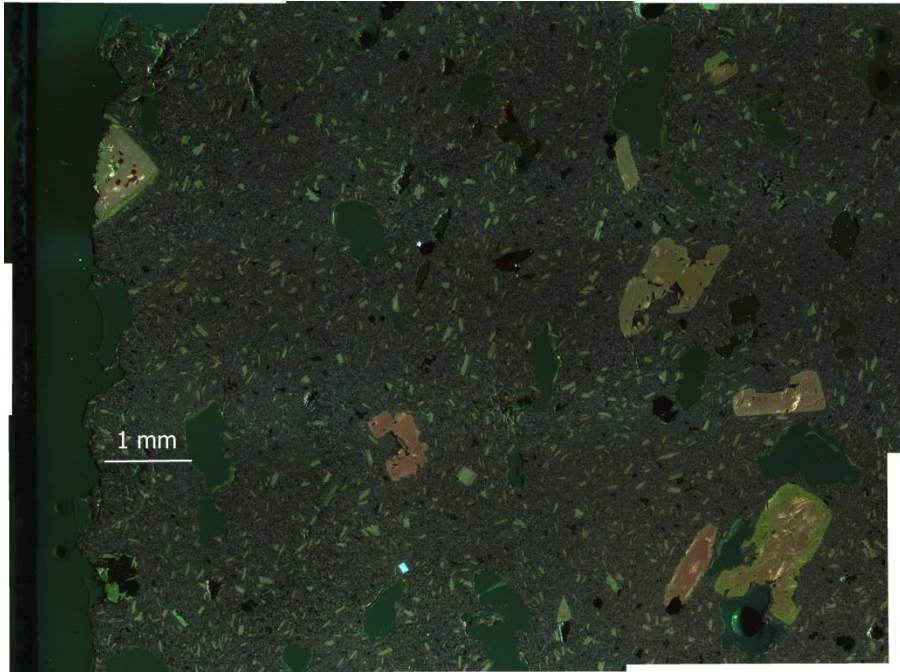
Trachydacite

Figure 98a : Plagioclases de 1mm environ de la lame mince LM-13-47